

УДК 551(569.4)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-323-348

Мелилит-оливиновые нефелиниты субвулканического тела Табат (Махтеш Рамон, Израиль): геолого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия образования

З. Юдалевич¹, Е. Вапник¹, М. Д. Вишнякова², Н. С. Бородина²

¹Департамент геологических и минералогических наук, Университет им. Бен-Гуриона, Р.О.В. 653, Беар-Шева, 84105, Израиль, e-mails: zinovi@bgu.ac.il, vapnik@bgu.ac.il

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: vishniakovamd@igg.uran.ru, borodina@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 10.06.2020 г., принята к печати 20.12.2020 г.

Объект исследований. Мелилит-оливин-нефелинитовое субвулканическое тело Табат, в составе которого впервые на территории Леванта были установлены мелилитовые породы. **Материалы и методы.** Изучение химических составов минералов (около 400 анализов) было произведено на микроанализаторе CAMECA SX-100, оснащенном пятью волновыми спектрометрами с кристалл-анализаторами TAP, LPET, LLIF. Измерение элементного состава было выполнено при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе пучка электронов 40 нА. Концентрация кислорода рассчитывалась из условия стехиометричности состава силикатных минералов и хромита. Кроме того, были использованы результаты ранее проведенных исследований минералов (150 анализов) и данные по расплавному включению. **Результаты.** Субвулканическое тело Табат, входящее в состав раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамона (Негев, Израиль), имеет сложное концентрически-зональное строение с оливиновыми меланефелинитами в периферической зоне, мелилит-оливиновыми меланефелинитами в центральной и связующей их зоне ларнит-нормативных и, реже, мелилитсодержащих меланефелинитов. В породах широко проявлена призматическая отдельность. Складкообразное изгибание и вогнуто-выгнутые грани призм являются отражением пластического состояния охлаждающегося тела и его способности к сжатию и аккомодации высокого давления флюидов, развивающегося при образовании мелилитовых нефелинитов. **Выводы.** Все минеральное разнообразие пород субвулканического тела горы Табат является производной одной порции магматического расплава в условиях его адиабатического охлаждения в месте стабилизации. Особая роль в процессе кристаллизации массива принадлежит минералам с высоким содержанием воды – анальциму, цеолитам, иддингситам, боулингитам и сапонитам-селадонитам, которые указывают на дейтерическую стадию его развития. Изучение расплавных включений в оливине и клинопироксене показало преобладание их состава по отношению к составу вмещающих мелилитовых нефелинитов и значение инконгруэнтного плавления при образовании мелилита, являющегося продуктом реакции нефелина с оливином или клинопироксеном.

Ключевые слова: мелилитовые нефелиниты, Махтеш Рамон, Израиль

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственной темы № г/р АААА-А18-118052590029–6

Melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat (Makhtesh Ramon, Israel): Geological, petrographic and geochemical characteristics and conditions of genesis

Zinovi A. Yudalevich¹, Yevgeny A. Vapnik¹, Maria D. Vishnyakova², Nadezhda S. Borodina²

¹Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, P.O.B. 653, Beer-Sheva, 84105 Israel, e-mails: zinovi@bgu.ac.il, vapnik@bgu.ac.il

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: vishniakovamd@igg.uran.ru, borodina@igg.uran.ru

Received 10.06.2020, accepted 20.12.2020

Для цитирования: Юдалевич З., Вапник Е., Вишнякова М.Д., Бородина Н.С. (2021) Мелилит-оливиновые нефелиниты субвулканического тела Табат (Махтеш Рамон, Израиль): геолого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия образования. *Литосфера*, 21(3), 323-348. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-323-348

For citation: Yudalevich Z., Vapnik Ye., Vishnyakova M.D., Borodina N.S. (2021) Melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat (Makhtesh Ramon, Israel): Geological, petrographic and geochemical characteristics and conditions of genesis. *Litosfera*, 21(3), 323-348. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-323-348

© З. Юдалевич, Е. Вапник, М.Д. Вишнякова, Н.С. Бородина, 2021

Research subject. The melilite-olivine nephelinite subvolcanic body Tabaat, which includes melilite rocks found for the first time on the territory of Levant. **Materials and methods.** The chemical composition of minerals (about 400 analyzes) was determined out on a CAMECA SX-100 microanalyzer equipped with five wave spectrometers with crystal analyzers TAP, LPET and LLIF. The elemental composition was measured at an accelerating voltage of 15 kV, an electron beam current of 40 nA. The oxygen concentration was calculated from the condition of stoichiometric composition of silicate minerals and chromite. In addition, the results of earlier studies of minerals (150 analyses) and data on melt inclusions were used. **Results.** The Tabaat subvolcanic body, which is part of the Early Cretaceous olivine-basalt-basanite-nephelinite association Makhtesh Ramona (Negev, Israel), has a complex concentrically-zonal structure, with olivine melanephelinites in the peripheral zone, melilite-olivine melanephelinites in the central and connecting zones normative and, less often, melilite-containing melanephelinites. Prismatic separation is widely manifested in the rocks. The fold-like bending and concave-curved edges of the prisms are a reflection of the plastic state of the cooling body and its ability to compress and accommodate a high fluid pressure, which develops during the formation of melilite nephelinites. **Conclusion.** All mineral diversity of rocks of the Mt. Tabaat is a derivative of a single portion of magmatic melt under conditions of its adiabatic cooling at the place of stabilization. A special role in the course of crystallization of the massif belongs to minerals with a high water content – analcime, zeolites, iddingsites, bowlingites and saponite-celadonites, which indicate the deuteric stage of its development. The study of melt inclusions in olivine and clinopyroxene showed the continuity of their composition with the composition of host melilite nephelinites and the importance of incongruent melting during the formation of melilite, which is a product of the reaction of nepheline with olivine or clinopyroxene.

Keywords: melilite nephelinites, Makhtesh Ramon, Israel

Funding information

The work was carried out within the framework of the state budget theme No. g / r AAAA-A18-118052590029–6

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to D.A. Zamyatin (A. N. Zavaritsky, Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS) for the study of minerals. Analytical data were obtained at the Center for Collective Use of the IGG Ural Branch of RAS "Geoanalyst".

ВВЕДЕНИЕ

Магматиты, содержащие порообразующий мелилит, принадлежат к очень редкому типу сильно недосыщенных кремнеземом образований, составляющих не более 1% от общего количества изверженных пород на земле, а вопросы их генезиса дебатировались давно. Так, на раннем этапе изучения этих пород считалось (концепция Дели), что мелилит образуется при ассимиляции карбонатных отложений коры или путем десицикации полевого шпата базитовых магм. Позднее Боуэн (Bowen, 1956) предположил, что мелилит является продуктом десицикации граната и везувинана, присутствующих в недосыщенных щелочных лавах. С развитием представлений о мелилитовых магмах как производных парциального плавления перидотитовой мантии дискуссии ведутся главным образом о составе исходных выплавок, генерирующих мелилитсодержащие породы. Среди первичных магм чаще всего предполагают оливин-мелилитовую (Йодер, Тилли, 1965; Onuma, Yagi, 1967; Йодер, 1983; Brey, 1978; Когарко, 2011), оливин-мелилит-меланефелинитовую (Mitchell, 1996, 2001; Sutherland et al., 1996) и оливин-меланефелинитовую (Onuma, Yagi, 1967; Бородин, 1981, 1987; Ivanikov et al., 1998; Tatsumi et al., 1999; Lopes, Ulbrich, 2015).

Начиная с работ Дэли и Боуэна (Bowen, 1923), значительное место в генезисе сильно недосыщенных SiO₂ пород (нефелинитов, мелилитов, кимберлитов) отводится CO₂ и H₂O. Согласно экспериментальным исследованиям (Onuma, Yagi, 1967; Baltitude, Green, 1967; Eggler, 1974; Brey, Green, 1977; Willie, 1978; Yoder, Velde, 1976; Йодер, 1983; Gee, Sack, 1988; Guo, Green, 1990; Hoernle, Schminke, 1993; Tatsumi et al., 1999 и др.), оба компонента являются частью фертильного мантийного источника. Более того, водно-газовый флюид представляет собой хороший теплоноситель. При затвердевании расплава выделяется тепло, так называемая скрытая теплота плавления (Данилов, 1956; Вайнгард, 1967), понижающая его вязкость, повышающая температуру и давление флюидов (Когарко, Кригман, 1981; Персиков, 1984; Янин, 2007) и создающая условия для мелилитобразующих реакций.

Всесторонний геологический обзор большинства проявлений этих пород и их петрогеохимическая классификация проведены ранее (Mitchell, 1996, 2001; Woolley, 1996). Настоящая работа дополняет перечень известных местонахождений мелилитовых пород еще одним объектом – субвулканическим телом Табат (Махтеш Рамон, Израиль), первое сообщение о котором было дано нами ранее (Vapnik et al., 2007).

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

Общие сведения о геологическом строении Махтеш Рамона (история исследования, геологическая карта, стратиграфический разрез, данные о возрасте, местоположении и петрохимических особенностях магматических пород и сравнение их с другими магматитами Израиля и смежных районов Иордании, Ливана и Сирии) приведены нами в ранее опубликованных работах (Samoilov, Vapnik, 2005; Vapnik et al., 2007; Юдалевич и др., 2014; Ферштатер и др., 2016; Fershtater, Yudalevich, 2017; Юдалевич, Вапник, 2018). В связи с этим в настоящей работе мы ограничимся краткой характеристикой раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации, названной по возрастному отношению к реперному стратиграфическому таксону района – конгломератам Арод, – постарод-конгломератовой (PostArodagl), включающей в себя субвулканическое тело оливиновых и мелилит-оливиновых нефелинитов Табат.

Мезозойские магматические образования района являются производными NIMU OIB источника, связанного с зарождением в позднем триасе на пассивной континентальной окраине Восточного Присредиземноморья протяженной рифтовой зоны СВ-ЮЗ направления, проходящей по территории Леванта (Laws, Wilson, 1997).

Постарод-конгломератовая ассоциация – это сложный по составу и внутреннему строению комплекс, состоящий из 11 вулканических потоков суммарной мощностью 230 м (мощность отдельных из них от 5.5 до 41.0 м), реже – прослоев карбонатных туффитов и пепловых туфов, а также субвулканических тел (некки, дайки, штоки, силлы, лакколито- и лополитообразные тела, аппараты извержения с сопровождающими их телами размером в поперечнике до 1500 × 900 м), состоящими из туфобрекчий, лапиллиевых и пепловых туфов. Наиболее полно рассматриваемая ассоциация проявилась в западной части Махтеш Рамона – своего рода эпицентре апт-альбского магматизма. В центральной и восточной зонах интенсивность вулканизма постарод-конгломератовой ассоциации постепенно снижается.

Ассоциация представлена оливиновыми базальтами и микрогаббро, базанитами и нефелинитами, в том числе их мелилитовыми и анальцимовыми вариациями, эволюция вещественного состава которых соответствует тренду Кенеди (Miyashiro, 1978). Среди них часто встречаются разности, содержащие в матриксе вулканическое стекло. Иногда матрикс полностью представлен стеклом.

Внешне породы черные порфиритового облика. Фенокристы оливиновых базальтов представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, в нефелинитах – оливином и клинопироксеном. Коли-

чество фенокристов в породах колеблется от 5–8 до 34%, размер фенокристов варьирует от 0.5 до 5.0 мм и постепенно уменьшается до размера зерен матрикса, определяя структуру пород как сериальную.

Нефелиниты установлены только среди пород субвулканической фации (штоки, некки, дайки). Наиболее крупные тела, в том числе Табат, находятся в западной части Махтеш Рамона. В центральной части количество тел уменьшается, а в восточной они представлены небольшими некками и дайками.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО ТЕЛА ТАБАТ

Табат – самая крупная концентрически-зональная интрузия Махтеш Рамона (рис. 1) размером 800 × 650 м. В разрезе представляется крутопадающим конусообразным телом. В опоясывающей краевой зоне тело сложено оливиновыми меланефелинитами (в дальнейшем нефелиниты), а в центральной – мелилит-оливиновыми меланефелинитами (в дальнейшем мелилитовые нефелиниты). Вмещающие породы представлены пирокластическими и лапиллиевыми туфами, покровными и субвулканическими оливиновыми базальтами. Сколько-нибудь заметного контактового метаморфизма в них не проявлено. Взаимоотношения с вмещающими породами сложные. С одной стороны, оно прорывает пирокластиты, покровные и субвулканические базальты окружения, с другой – интродуцировано двумя кольцевыми дайками оливиновых щелочных базальтов (мощность 7.0 и 20.0 м), по составу и структуре близких к вмещающим, определяя таким образом возрастное положение нефелинитов между двумя типами субвулканических щелочных базальтов постарод-конгломератовой ассоциации района.

Интересной особенностью тела является развите на границе с вмещающими породами призматической отдельности с наклоном осей призм в сторону вмещающих пород под углом 5–45° радиально опоясывающей овальный контур массива. Перпендикулярное положение осей призм по отношению к плоскости контакта с вмещающими породами хорошо проецирует его поведение на глубину. Приконтактные призмы часто складкообразно изогнуты (рис. 2а), обычно уплощены, а их грани имеют вогнуто-выгнутый характер. Местами залегают горизонтально. Сечение призм от контакта к центральной части тела постепенно увеличивается от 7–10 см до 1.0–1.2 м, длина достигает 40–45 м. В центральной части тела отдельность проявлена слабо или отсутствует. С удалением от контакта на 50–70 м призмы выпрямляются и принимают вертикальное положение, сохраняя вогну-

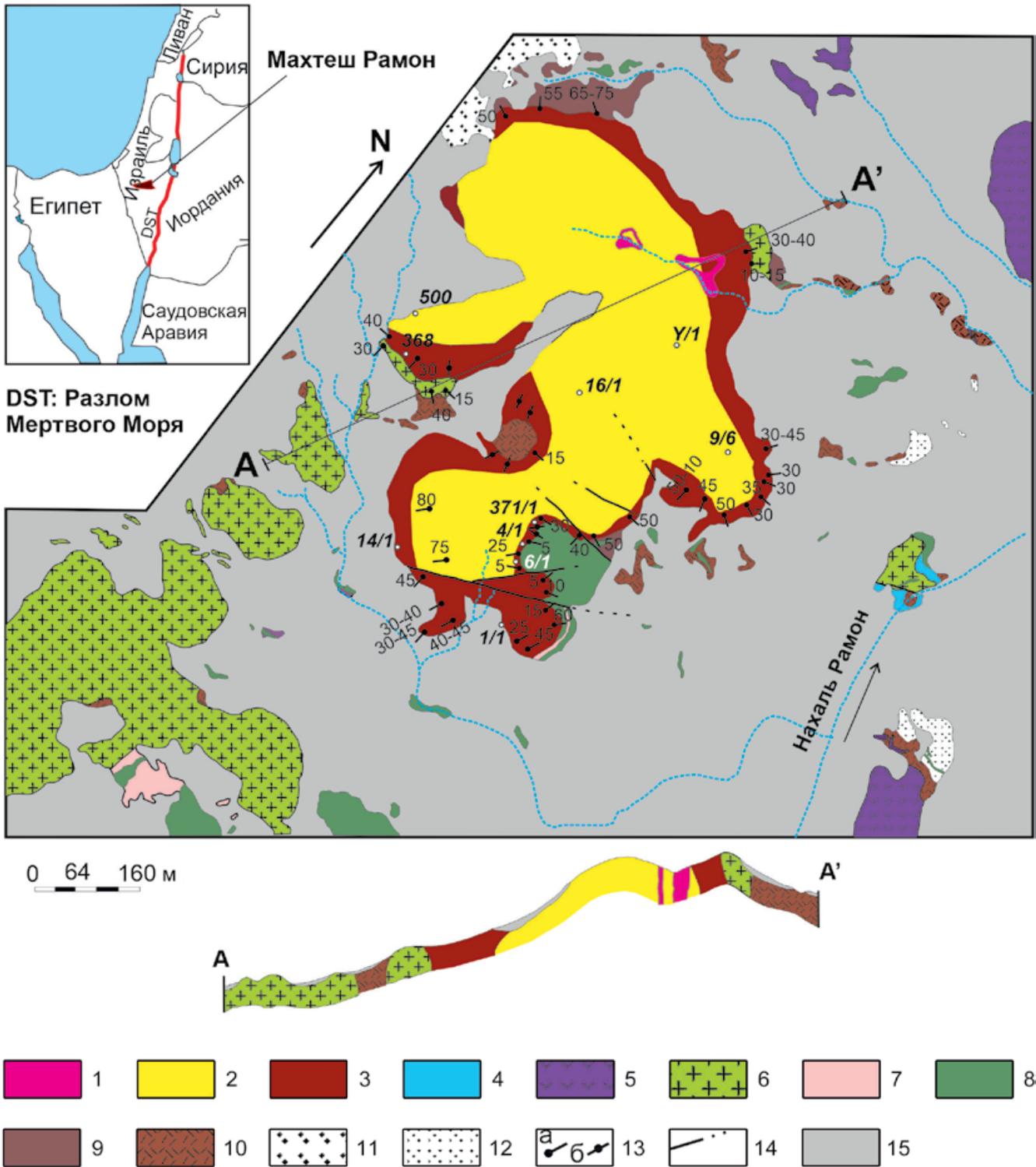


Рис. 1. Схематическая геологическая карта субвулканического тела Табат с обозначенными местами отбора образцов, фигурирующих в таблицах.

1 – оливиновые базальты (кольцевые дайки); 2 – мелилит-оливиновые нефелиниты (центральная зона субвулканического тела Табат); 3 – оливиновые нефелиниты (краевая зона тела Табат); 4 – оливиновые нефелиниты (кольцевая дайка) (трубка взрыва Тмила); 5 – субвулканические оливиновые базаниты; 6 – субвулканические оливиновые базальты; 7 – палеосоль верхней части лавовых потоков; 8 – оливиновые базальты, лавовые потоки; 9 – лапиллиевый туф; 10 – пирокластическая брекчия; 11 – песчаники, аргиллиты, K₁ – формация Верхняя Хатира; 12 – песчаники, K₁ – формация Нижняя Хатира; 13 – направления осей призм: а – наклонное (со значениями наклона в градусах), б – горизонтальное; 14 – разрывные нарушения; 15 – элювиальные и аллювиальные отложения.

Fig. 1. Schematic geological map of Mt. Tabaat with shown location of samples, that mentioned in the tables.

1 – olivine basalts (ring dykes); 2 – melilite-olivine nephelinites (central zone of the Tabaat subvolcanic body); 3 – olivine nephelinites (marginal zone of the Tabaat body); 4 – olivine nephelinites (ring dyke) (Tmil tube of explosion); 5 – subvolcanic olivine bazantes; 6 – subvolcanic olivine basalts; 7 – paleosalt of the upper part of lava flows; 8 – olivine basalts, lava flows; 9 – lapilli tuff; 10 – pyroclastic breccia; 11 – sandstones, mudstones, K₁ – Upper Khatira formation; 12 – sandstones, K₁ – Lower Khatira formation; 13 – directions of the axes of the prisms: a – oblique (with meaning of incline in degrees), b – horizontal; 14 – faults; 15 – eluvial and alluvial deposits.

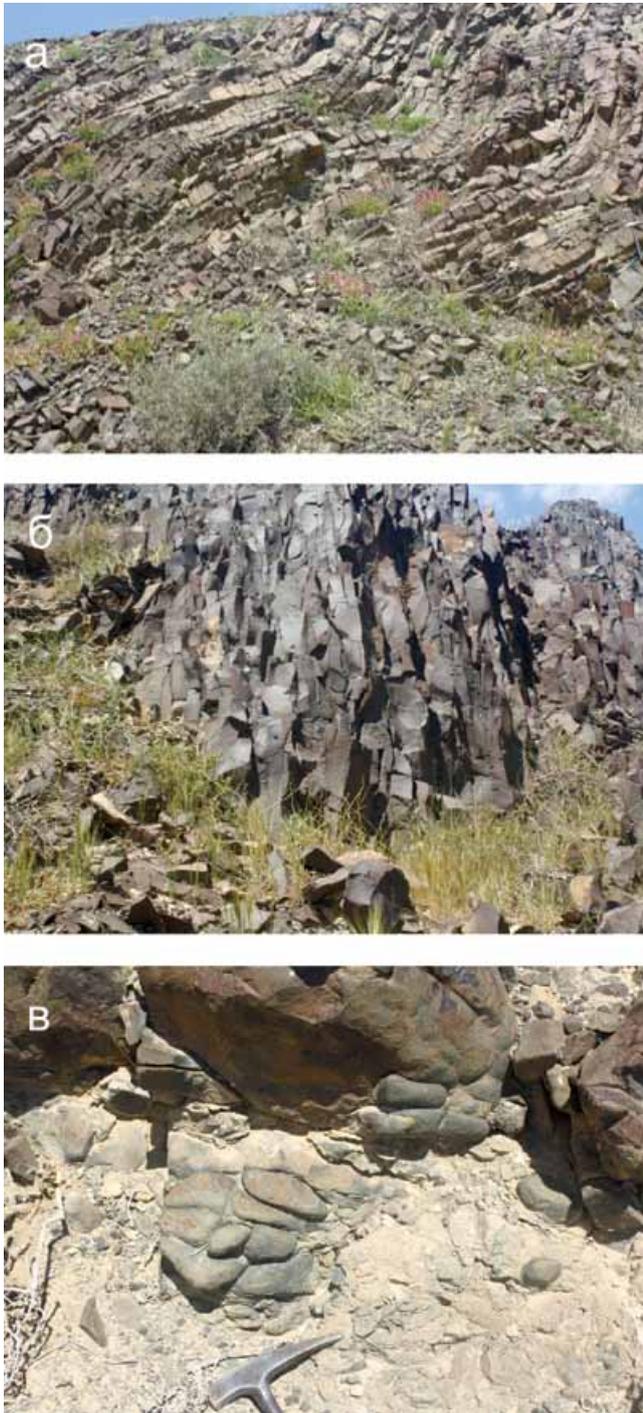


Рис. 2. Особенности призматической отдельности и формы выветривания субвулканического тела Табат.

то-выгнутую геометрию граней (рис. 2б). В соответствии с особенностями строения и различиями площади поперечного сечения призм изменяются и некоторые внешние особенности пород. В краевой зоне шириной 7.0–11.0 м с поперечником призм до 20–30 см развиты очень плотные черные афанитовые нефелиниты с лейкократовыми обособлениями размером до 2.0–5.0 мм. В промежуточной зоне (мощностью 3.0–5.0 м) с сечением призм более 30 см и до 60–70 см они переходят в серо-черные микрозернистые нефелиниты. В центральной зоне развиты темно-серые микро- и мелкозернистые мелилитовые нефелиниты с комковатыми картофелеобразными формами выветривания и плохо выраженной призматической отдельностью (рис. 2в) с поперечным сечением более 0.70 см. Граница между краевой и промежуточной зонами на местности улавливается с трудом, часто она проходит внутри единой призмы, фиксируя единовременность образования тех и других пород.

В зоне непосредственного контакта с вмещающими вулканитами породы массивные криптозернистые редкопорфировые. Из фенокристов характерен преимущественно оливин. На расстоянии 0.5–1.0 м от контакта размер зерен основной массы увеличивается до 0.01–0.03 мм и в них проявляется сложная шаровидно-шлировая текстура в виде пятен до 0.6–1.0 мм в диаметре, различающихся количеством клинопироксена, нефелина и титаномагнетита. Наряду с пятнистостью проявлена своеобразная полосчатость, выраженная субпараллельным и кулисообразным развитием обогащен-

а – складкообразное изгибание наклонных приконтатных призм с малым (до 30 см) поперечным сечением, видны вогнутые грани призм; б – вертикальное залегание вогнуто-выгнутых призм с поперечным сечением 35–40 см на удалении от контакта с вмещающими породами; в – картофелеобразные формы выветривания в мелилитовых нефелинитах с поперечным сечением призм более 70 см.

Fig. 2. Typical outcrops of Mt. Tabaat subvolcanic body.

а – folding bends of inclined prisms with a small (up to 30 cm) cross section, curved prismatic faces of prisms are typical feature, the border zone; б – vertical joints of concave-curved prisms at some distance from the contact with host rocks; cross section of prisms is 35–40 cm; в – potato-like weathering character of melilite nephelinite; central zone is characterized by prismatic columnar joints with cross section bigger than 70 cm.

ных лейкократовыми минералами параллельных контакту тонких прожилков из нефелина, анортоклаза, плагиоклаза, анальцима, цеолита и кальцита. Полосы часто имеют размытые границы с пятнистым матриксом пород (рис. 3а). Местами они представлены “птитимитовыми” образованиями. Вместе с цеолитом отмечается зеленый сапонит-селадонит. Характерной особенностью этой зоны является, кроме того, широкое развитие в породах анортоклаза, ортоклаза и плагиоклаза, образующих неправильные ксеноморфные зерна порфиroidного облика, а также амигдалоидных обособлений размером до 1.0–2.0 мм, включающих те же лейкократовые минералы, а также сапонит-селадонит, иногда биотит. Миндалины часто имеют размытые границы с окружающим крипто- и микрозернистым матриксом с размером зерен до 0.02 мм. Титаномагнетит сосредоточен главным образом в меланократовой части матрикса, а апатит – в лейкократовой.

В породах промежуточной зоны количество цеолит-полевошпатовых образований снижается, пятнистая структура матрикса становится менее отчетливой, размер зерен увеличивается до 0.04 мм. Вблизи мелилитовых нефелинитов пятнистость исчезает, а размер зерен увеличивается до 0.06 мм, местами появляется мелилит, главным образом в качестве каемок вокруг фенокристов оливина и клинопироксена (рис. 3б, в), реже в виде микрофенокристов. Клинопироксен местами содержит пойкилитовые вросстки оливина с обрастающей их мелилитовой каймой (рис. 3г). Это позволило разделить промежуточную зону на две части: прилегающую к краевой зоне безмелилитовую, прилегающую к центральной зоне мелилитсодержащую. Матрикс пород этих подзон образуют клинопироксен, оливин, нефелин, анальцит и цеолит, местами встречаются кальцит, биотит и сапонит-селадонит. Встречающиеся здесь амигдалоидные обособления (до 7.3×2.2 мм) часто имеют нерезкие переходы к матриксу и сложены минералами, типичными для его светлой составляющей. Клинопироксен преимущественно тонкопризматический (микролитовый). Титаномагнетит распределен главным образом равномерно, но иногда дает скопления из нескольких зерен или образует четкообразные каймы вокруг фенокристов оливина и клинопироксена. Тонкоигольчатый апатит ассоциирует с лейкократовой составляющей породы.

Переход от промежуточной зоны к мелилитовым нефелинитам центральной происходит на очень коротком расстоянии (первые сантиметры). Для них характерно прежде всего развитие фенокристов (до 0.9×0.25 мм) призматического мелилита (рис. 3д), повышенное количество фенокристов оливина и пироксена и более крупным размером зерен основной массы (до 0.06 мм), представ-

ленной клинопироксеном, оливином, нефелином, анальцитом, титаномагнетитом и неравномерно распределенным порфиробластическим и интергранулярным биотитом. В целом в этой зоне общее содержание лейкократового компонента повышается. Все породы Табат связаны общей для них сериально-порфировой структурой.

Специфической особенностью мелилитовых нефелинитов является развитие в них округлых пегматоидных обособлений (глобул) диаметром до 3–4 см, тяготеющих к границе с промежуточной зоной. Текстура глобул зональная, часто осложненная пятнистой и/или гиалопорфиroidной. По краям обычно развиты микрозернистые меланефелиниты, состоящие из клинопироксена, оливина, нефелина, анальцима и небольшого количества мелилита, а в центре мелкозернистые нефелиниты, представленные нефелином, санидином, мелилитом, цеолитом, канкринитом, эгирином-авгитом, эгирином и арфведсонитом. В краевой зоне часто развита гранофировая структура – срастание клинопироксена и мелилита, осложненное пойкилитовым оливином (рис. 3е). В некоторых глобулах наблюдается гиалопорфиroidная структура (*peg-structure* (Deer et al., 1962; Mitchell, 1996)) – смесь закономерно ориентированного игольчатого мелилита и вулканического стекла. Темноцветные в светлых пятнах часто образованы кристаллами с последовательно изменяющимся составом от эгирина-авгита и эгирина в центре до арфведсонита на краях. Иногда центральная часть глобул заполнена цеолитом и кальцитом.

В целях сокращения объема табличного материала в работе приводятся репрезентативные составы пород и минералов.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В строении пород, слагающих тело Табат, участвует широкий спектр минералов: оливин, клинопироксен, нефелин, мелилит, калиевый полевой шпат (анортоклаз, ортоклаз, санидин), плагиоклаз (андезин, олигоклаз, альбит), биотит, амфибол (керсутит, арфведсонит), ренит, апатит, титаномагнетит, ильменит, пирит, пирротин, пиррохлор, точно не идентифицированный фосфатосиликат и богатая H_2O ассоциация бесцветных и окрашенных минералов. При этом оливин, клинопироксен, нефелин, титаномагнетит, апатит и группа гидратированных минералов являются сквозными, наблюдаемыми во всех типах пород, остальные тяготеют к особым фациям последних или продуктам их фракционирования.

Количественный подсчет минералов (табл. 1) показывает, что содержание большей части породообразующих минералов в нефелинитовой фации массива является постоянным. Однако в мелилитовых нефелинитах происходят изменения:

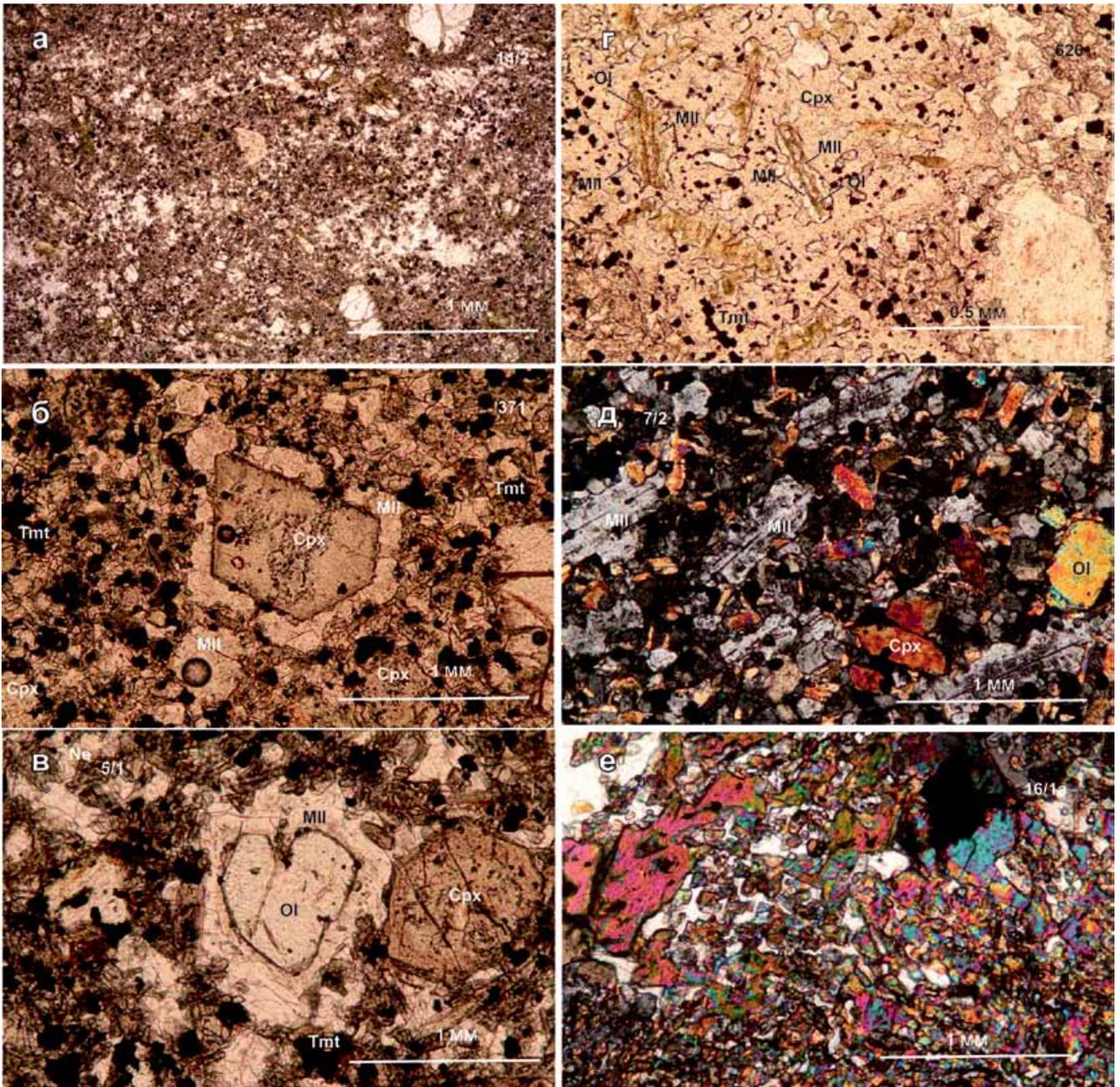


Рис. 3. Фотографии прозрачных шлифов.

а (PPL) – нефелин-анортоклаз-плагиоклаз-цеолитовые прожилки с размытыми границами в оливиновых нефелинитах краевой зоны; б (PPL) – мелилит, окаймляющий фенокрист клинопироксена в мелилитсодержащих нефелинитах как свидетельство перитектической реакции; в (PPL) – то же, по периферии фенокристов оливина; г (PPL) – то же, вокруг пойкилитовых включений оливина в фенокристе клинопироксена; д (XPL) – мелилитовые нефелиниты с план-параллельной ориентировкой микрофенокристов мелилита; е (XPL) – гранофировая структура меланефелинитов краевой части пегматитовой глобулы.

Cpx – клинопироксен, *Mll* – мелилит, *Ol* – оливин, *Tmt* – титаномagnetит. PPL – николи параллельны, XPL – николи скрещены.

Fig. 3. Thin sections.

а (PPL) – nepheline-anorthoclase-plagioclase-zeolite veinlets with gradual borders, the border zone; б (PPL) – melilite, overgrowing the phenocryst of clinopyroxene in melilite-containing nephelinites. Melilite overgrowth occurred due to peritectic reaction; в (PPL) – the same, around phenocrysts of olivine; г (PPL) – the same, around poikilitic inclusions of olivine in the phenocryst of clinopyroxene; д (XPL) – plan-parallel texture of melilite nephelinites shows oriented grains of melilite micro-phenocrysts; е (XPL) – granophyrous structure of melanephelinites in the rim of pegmatite globule.

Cpx – clinopyroxene, *Mll* – melilite, *Ol* – olivine, *Tmt* – titanomagnetite.

Таблица 1. Количественный минеральный состав (об. %) пород тела Табат**Table 1.** The quantitative mineral composition of rocks, Mt. Tabaat

Зона	Общее количество минералов						Количество фенокристов		
	n	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Tmt</i>	<i>Ne+Pl+Kfs+Zeo</i>	<i>Mel</i>	<i>Ol</i>	<i>Cpx</i>	<i>Mel</i>
Ia	1	–	–	–	–	–	8.30	–	–
Iб	6	13.67	45.42	12.52	28.45	–	10.18	2.50	–
II	15	14.40	48.30	12.87	24.76	–	13.06	4.63	–
III	20	14.97	48.63	12.63	23.71	–	11.89	5.63	–
IV	14	14.36	34.41	12.00	32.01	7.00	11.26	6.75	4.38

Примечание. n – количество образцов, участвующих в расчете средних содержаний. Зоны: Ia, б – краевая, крипто- и микрозернистые оливиновые нефелиниты (а – на расстоянии первых сантиметров от контакта с вмещающими оливиновыми базальтами, б – на удалении от контакта); II – промежуточная, микрозернистые оливиновые нефелиниты пятнистой текстуры и с лейкократовыми микропрожилками, сложенными нефелином, анортоклазом, ортоклазом, анальцимом и цеолитами; III – промежуточная, микрозернистые массивные оливиновые нефелиниты с единичными зернами мелилита; IV – мелилит-оливиновые нефелиниты. Здесь и далее в табл. 2–4 прочерк – не установлено.

Ol – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Tmt* – титаномagnetит, *Ne* – нефелин, *Pl* – плагиоклаз, *Kfs* – калишпат, *Zeo* – цеолит, *Mel* – мелилит.

Note. n – the quantity of samples, involved in calculation of the average mineral content. Zones: Ia, b – border zone, crypto- and microcrystalline olivine nephelinites (a – at the distance of a few centimeters from the contact with host-rock olivine basalts, b – at some distance from contact); II – intermediate zone, microcrystalline olivine nephelinites with spotted texture and leucocratic micro-veinlets, composed of nepheline, anorthoclase, orthoclase, analcime and zeolites; III – intermediate zone, microcrystalline massive olivine nephelinites with rare grains of melilite; IV – melilite-olivine nephelinites. Here and in tables 2–4 dash – is not detected.

Ol – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Tmt* – titanomagnetite, *Ne* – nepheline, *Pl* – plagioclase, *Kfs* – potassium feldspar, *Zeo* – zeolite, *Mel* – melilite.

появляется мелилит, уменьшается содержание пироксена, а нефелина – увеличивается. Количество титаномagnetита во всех породах остается почти одинаковым (12.0–12.8 об. %).

Оливин. Содержание оливина в ходе формирования пород массива от нефелинитов краевой зоны массива к мелилитовым нефелинитам центральной почти не изменяется (13.7–15.0 об. %). Основная его часть проявлена в виде фенокристов, на долю матрикса приходится не более 3%. Менее всего (около 8%) фенокристов отмечено в приконтактовом закаленном нефелините, где они проявлены в виде тонких призм (до 1.8 × 0.2 мм) часто с расщепленными окончаниями. При удалении от контакта фенокристы обретают более правильную призматическую форму. По краям их обычно развиты боулингит и иддингсит. Местами отмечаются сдвоенные каймы: ближняя к оливину – боулингитовая, следующая за ней – иддингситовая. Иногда внутри фенокристов развит зеленый глинистый минерал типа сапонита-саладонита.

Распределение коэффициента магнезиальности Mg^* ($Mg/(Mg + Fe)$) оливина отражено на рис. 4а. В фенокристах он составляет 0.82, в матриксе – 0.79, а в дочерних фазах оливина из расплавных включений снова возрастает (до 0.82). При этом хорошо выраженное общее распределение Mg^* по каждому из выделенных типов оливина довольно часто нарушается перекрытием значений.

Клинопироксен. Относится к окрашенным светло-буроватым, зеленовато-серым, светло-фиолетовым и фиолетовым разновидностям с заметным плеохроизмом, двупреломлением (до 0.035) и малым углом $2V$ (30–40°). Развита в виде фенокристов и микролитовых зерен матрикса. Последние заметно преобладают. В нефелинитах его содержание варьирует от 45.4 до 48.6 об. %, в мелилитовых нефелинитах сокращается до 34.4 об. % (см. табл. 1). Размер фенокристов от 0.35 до 1.8 мм, форма преимущественно призматическая. Часто представлен зональными кристаллами с неустойчивой последовательностью зон и их количеством. В центральной зоне пегматитовых глобул образован бледно-зеленым, зеленым (до изумрудно-зеленого) эгирином, эгирин-авгитом и светло-коричневым акмитом, иногда окаймленными щелочной роговой обманкой.

Mg^* фенокристов матрикса и дочерних фаз расплавных включений в целом повторяют картину распределения этого показателя в оливине (см. рис. 4а).

Недосыщенность пород кремнеземом находит отражение в пониженном содержании SiO_2 в составе пироксена главных типов пород (табл. 2), а высокая доля волластонитового минала в нормативном составе указывает на выраженный фассаитовый геохимический тренд. Повышенные содержания Al_2O_3 (8.5–9.8 мас. %) и TiO_2 (до 3.0 мас. %)

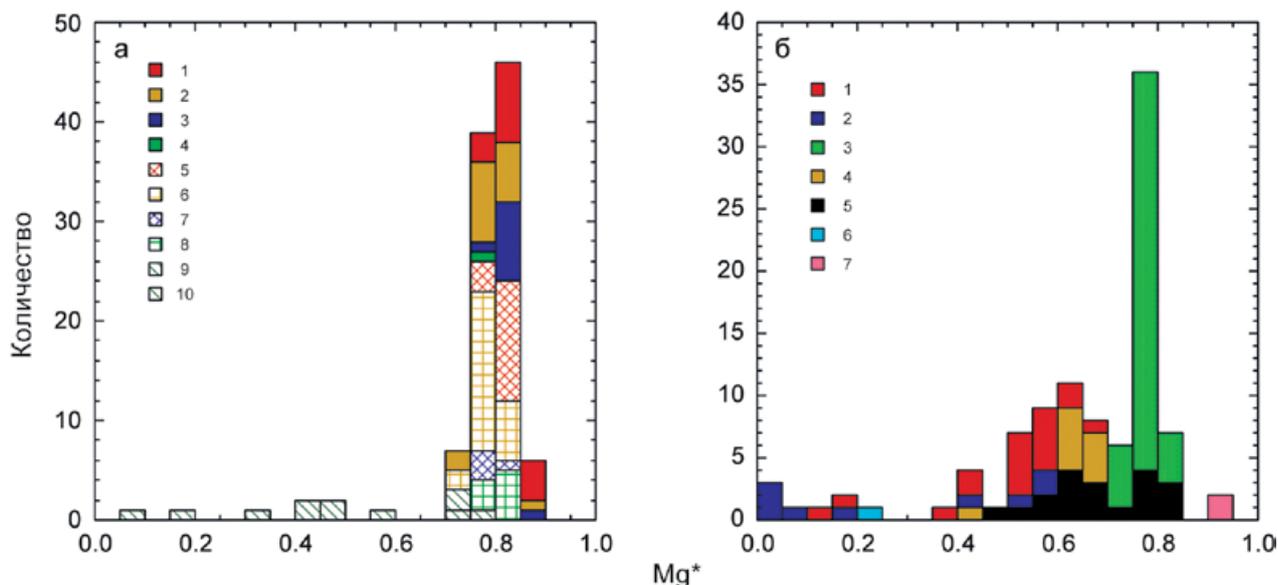


Рис. 4. Распределение Mg* (магнезиальность (Mg/(Mg+Fe))) в минералах Табат.

а – оливин (1–4) и пироксен (5–10): 1 – фенокристы, 2 – зерна матрикса, 3 – из расплавных включений, 4 – из графической зоны пегматитовых глобул, 5 – фенокристы, 6 – зерна матрикса, 7 – из расплавных включений в оливине, 8 – то же, в клинопироксене, 9 – из центральной части пегматитовых глобул, 10 – из графической зоны пегматитовых глобул; б: 1 – биотит, 2 – амфибол, 3 – мелилит, 4 – идингситы и боулингиты, 5 – сапониты-селадониты, 6 – нонтронит, 7 – сепиолит.

Fig. 4. Distribution of Mg* in Mt. Tabaat minerals.

а – olivine (1–4) and pyroxene (5–10): 1 – phenocrysts, 2 – matrix grains, 3 – from melted inclusions, 4 – from the graphic zone of pegmatite globules, 5 – phenocrysts, 6 – the grains of the matrix, 7 – from the melted inclusions in the olivine, 8 – the same, in clinopyroxene, 9 – from the central part of the pegmatite globules, 10 – from the graphic zone of pegmatite globules; б: 1 – biotite, 2 – amphibole, 3 – melilite, 4 – iddingsites and bowlingites, 5 – saponites-seladonites, 6 – nontronites, 7 – sepiolite.

(Morimoto, 1989) указывают на принадлежность значительной части пироксена к глиноземисто-титанистому диопсиду и фассаиту (рис. 5а). Богатые Na₂O пироксены пегматитовых обособлений принадлежат эгирину и эгирин-авгиту (рис. 5б).

Нефелин. Один из основных минералов матрикса пород. В нефелинитах краевой фации представлен мелкими ксеноморфными зернами, ассоциирующими с анальцимом и цеолитом, иногда с плагиоклазом и щелочным полевым шпатом в лейкократовом матриксе и амигдалоидных обособлениях. В промежуточной и центральной зонах местами дает изометричные формы, а в пегматитовых глобулах – гексагональные и короткостолбчатые (до 1.10 × 0.55 мм). Химический состав минерала во всех типах пород довольно устойчив (см. табл. 2).

Мелилит. Развита в виде фенокристов (до 1.20 × 0.58 мм) и гипидиоморфных зерен матрикса. В породах промежуточной зоны часто образует оторочки вокруг фенокристов оливина и клинопироксена, а также окаймляет пойкилитовые включения оливина в пироксене. Значения Mg* (0.80–0.77), по существу, тождественны таковым оливинов и клинопироксенов, однако в мелилите пегматитов возрастают до

0.83 (см. рис. 4б). В нормативном составе минерала акерманит (Ak) преобладает над натровым (Na-Ak) и железистым (Fe-Ak) компонентами (рис. 6).

Полевые шпаты. Плагиоклаз установлен в миндалинах и лейкократовых обособлениях матрикса нефелинитов краевой зоны в виде ксеноморфных незональных зерен размером до 0.5 мм. Состав его неустойчив и в разных зернах варьирует от андезина (An₄₀) до альбита (An₇). Преобладает олигоклаз. Относится к особой калиевой разновидности с содержанием K₂O до 2.87 мас. % (см. табл. 2). Щелочной полевой шпат ассоциирует с плагиоклазом и цеолитами в лейкократовой части матрикса и амигдалоидных обособлениях нефелинитов краевой фации (анортотоклаз, ортоклаз), является характерным минералом пегматитовых глобул (санидин). Химический состав минералов представлен в табл. 2.

Титаномagnetит. Породообразующий минерал пород, содержание которого в главных разностях пород массива остается практически постоянным (12.0–12.9 об. %; см. табл. 1). Сосредоточен в их матриксе. Размер зерен от краевых нефелинитов (0.01 мм) к мелилитовым разностям центральной части массива постепенно увеличивается (до 0.15 мм).

Таблица 2. Представительные химические анализы минералов, мас. %

Table 2. Representative chemical compositions of minerals, wt %

Компонент	Оливин				Клинопироксен				Нефелин				Амфибол	
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2
	500/6	500/1	371/2	16/1/4	500/3	500/7	371/1	16/1/2	1/1/3	14/1/2	500/1	16/1/3	Y/1/2	16/1/1
SiO ₂	38.44	38.35	38.32	37.92	45.04	46.36	46.92	52.83	44.62	42.39	42.12	41.56	39.22	49.14
TiO ₂	0.02	0.08	–	0.02	3.07	2.52	2.50	2.04	0.07	–	0.05	0.05	5.78	1.57
Al ₂ O ₃	0.05	0.04	–	–	9.79	8.99	8.46	0.17	33.8	34.42	33.54	33.00	11.73	4.08
Cr ₂ O ₃	0.03	–	–	–	0.30	–	0.12	0.05	–	–	–	–	–	–
FeO	20.58	23.04	21.38	19.37	6.50	7.78	8.60	26.13	0.97	0.95	0.95	0.95	16.03	24.29
MnO	0.62	0.74	0.53	0.85	0.07	0.15	0.13	0.10	0.02	–	–	0.01	0.24	0.91
MgO	39.95	37.77	39.36	40.61	12.17	12.04	12.26	2.49	0.09	–	0.21	0.17	9.59	0.09
CaO	0.61	0.86	0.30	0.74	21.99	20.95	20.27	0.55	1.76	1.79	2.06	0.93	11.94	2.79
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	0.78	12.29	15.57	16.04	15.54	15.77	2.75	12.73
K ₂ O	–	–	–	–	0.01	–	–	0.03	3.95	4.41	6.16	6.24	1.00	0.03
Сумма	100.32	100.87	99.89	99.55	99.79	99.74	100.04	99.32	100.54	100.00	100.62	98.68	98.31	95.62
Mg*	0.82	0.79	0.81	0.82	0.81	0.78	0.77	0.17	–	–	–	–	–	–
Компонент	Мелилит				Полевые шпаты				Апатит				Биотит	Рёнит
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4		
	500	9/6/2	Y/1	16/1/3	1/1/5	1/1/1	1/1	16/2/1	1/1/4	14/1/3	500/1	16/1/7	14/1/4	14/1
SiO ₂	43.88	43.70	42.97	42.94	61.09	64.09	65.03	64.10	–	–	–	–	30.04	21.81
TiO ₂	–	0.01	–	0.02	–	0.16	–	0.12	–	–	–	–	8.14	13.08
Al ₂ O ₃	7.51	7.13	7.07	6.30	23.13	21.23	19.45	17.91	–	–	–	–	11.45	12.49
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.40
FeO	4.48	4.26	3.91	3.65	0.41	0.45	0.39	1.86	0.38	–	0.84	–	19.25	35.6
MnO	–	0.03	–	0.09	–	–	–	–	–	–	–	–	0.18	0.88
MgO	7.19	6.60	6.84	7.51	–	–	–	–	–	–	–	–	10.62	10.64
CaO	33.22	33.22	33.12	34.07	3.74	2.31	0.55	0.01	55.65	55.78	54.98	52.75	0.42	0.65
BaO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10.03	–
Na ₂ O	3.54	4.53	3.78	3.9	8.16	7.10	4.77	2.47	–	–	–	0.43	0.61	3.00
K ₂ O	–	0.13	–	0.11	2.87	4.55	9.31	12.84	–	–	–	–	5.35	3.00
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	39.89	39.3	38.27	38.16	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	3.69	4.06	5.60	4.07	0.69	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	0.48	0.52	0.15	–	0.04	–
SrO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	14.62	–	–
Сумма	99.81	99.60	97.69	98.64	100.40	99.91	99.49	99.31	100.09	99.66	99.84	99.86	96.82	101.55

Примечание. Оливин: 1 – фенокристалл, 2 – из матрикса, 3 – из дочерней фазы расплавленного включения, 4 – из пегматитовой глобулы. Клинопироксен: 1 – фенокристалл, 2 – из матрикса, 3 – из дочерней фазы расплавленного включения, 4 – эгирин из пегматитовой глобулы. Нефелин: 1 – из краевой зоны, 2 – из промежуточной зоны, 3 – из центральной зоны, 4 – из пегматитовой глобулы. Мелилит: 1–3 – из мелилитовых нефелинитов центральной зоны, 4 – из пегматитовой глобулы. Амфибол: 1 – керсутит из мелилитовых нефелинитов, 2 – арфведсонит из пегматитовой глобулы. Полевые шпаты: 1–3 – из краевой зоны (1 – калиевый олигоклаз, 2 – анортоклаз, 3 – ортоклаз), 4 – санидин из пегматитовой глобулы. Магнетит: 1–3 – титаномагнетит соответственно из краевой, промежуточной и центральной зон, 4 – титансодержащий магнетит из пегматитовой глобулы. Апатит: 1–3 – фтор-апатит соответственно из краевой, промежуточной и центральной зон, 4 – стронциевый фтор-апатит из пегматитовой глобулы.

Note. Olivine: 1 – phenocryst, 2 – matrix, 3 – daughter phase in melt inclusion, 4 – pegmatite globule. Clinopyroxene: 1 – phenocryst, 2 – matrix, 3 – daughter phase in melt inclusion, 4 – pegmatite globule. Nepheline: 1 – border zone, 2 – intermediate zone, 3 – central zone, 4 – pegmatite globule. Melilite: 1–3 – melilite nepheline, central zone, 4 – pegmatite globule. Amphibole: 1 – kaersutite, olivine nepheline, 2 – arfvedsonite, pegmatite globule. Feldspars: 1–3 – border zone (1 – potassium-rich oligoclase, 2 – anorthoclase, 3 – orthoclase), 4 – sanidine, pegmatite globule. Magnetite: 1–3 – titanomagnetite from border, intermediate, and central zone, respectively, 4 – titanium-bearing magnetite, pegmatite globule. Apatite: 1–3 – fluorapatite, from border, intermediate, and central zone, respectively, 4 – strontium fluorapatite, pegmatite globule.

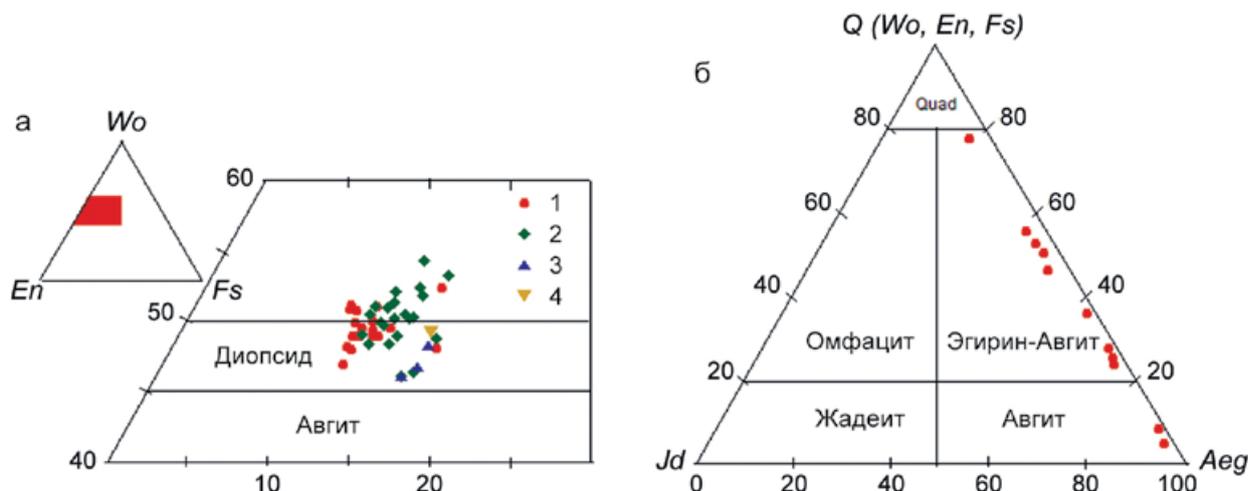


Рис. 5. Диаграммы $Wo-En-Fs$ для клинопироксенов (а) и $Aeg-Jd-Quad$ для щелочных пироксенов (б) Табат (Morimoto, 1989).

а – 1 – фенокристы, 2 – зерна матрикса, 3 – из расплавных включений, 4 – из графической зоны пегматитовых глобул; б – эгирин-авгит, эгирин и акмит пегматитовых глобул.

Fig. 5. Diagrams of $Wo-En-Fs$ for clinopyroxenes (а) and $Aeg-Jd-Quad$ for alkali pyroxenes (б) of Mt. Tabaat (Morimoto, 1989).

а – 1 – phenocrysts, 2 – the grains of the matrix, 3 – daughter phases in melt inclusions, 4 – the graphic zone of pegmatite globules; б – aegirine-augite, aegirine, and akmite of pegmatite globules.

В нефелинитах и мелилитовых нефелинитах представляет собой высокотитанистую разновидность, в пегматитовых обособлениях – титансодержащую (рис. 7, табл. 2).

Амфиболы. Встречаются в основном в лейкократовой зоне пегматитовых глобул, изредка в цеолит-полевошпатовых миндалинах и лейкократовых участках матрикса пород в виде керсутита и арфведсонита. Керсутит изредка встречается в матриксе мелилитовых нефелинитов, арф-

ведсонит – в центральной зоне пегматитовых глобул, где ассоциируют с щелочными пироксенами. Данные о химическом составе амфиболов приведены в табл. 2.

Рённит. Представлен единичными игловидными (до 0.21 мм) темно-буро-красными до черных кристаллами в лейкократовых участках матрикса нефелинитов. Химический анализ (см. табл. 2) показывает аномально высокое содержание железа и щелочей и пониженное – CaO .

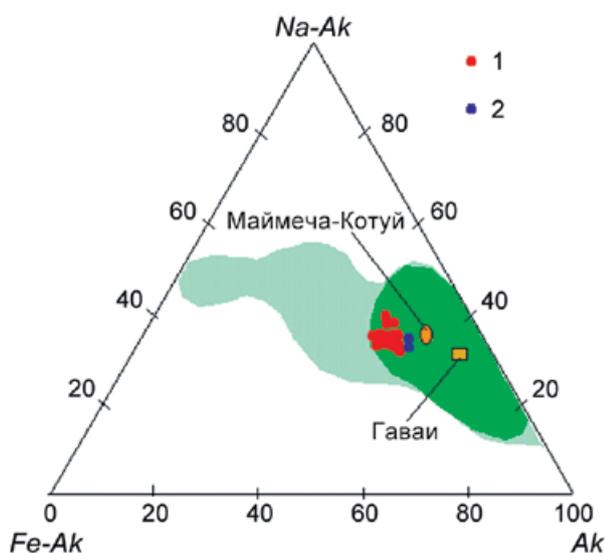


Рис. 6. Диаграмма $Fe-Ak-Na-Ak-Ak$ в мелилитах Табат.

1 – из мелилитовых нефелинитов, 2 – из центральной части пегматитовых глобул. Бледно-зеленым цветом окрашено поле распространения мелилитов вулканических пород (Velde, Yoder, 1976); для сравнения – мелилит Маймеча-Котуйской провинции (Асавин и др., 2012) и Гавайских островов (Gee, Sack, 1988). Ярко-зеленым цветом выделено поле преимущественных составов мелилитов изверженных пород (Mitchell, 2001).

Fig. 6. $Fe-Ak-Na-Ak-Ak$ diagram in melilites of Mt. Tabaat.

1 – melilite nephelinites, 2 – the central part of the pegmatite globules. Pale green color indicates melilites of volcanic rocks (Velde, Yoder, 1976); for comparison – melilite from Meymecha-Kotuy Province (Asavin et al., 2012) and Hawaii (Gee, Sack, 1988). Green field corresponds to main compositions of melilites from igneous rocks (Mitchell, 2001).

Биотит. Развиг в породах неравномерно и главным образом в мелилитсодержащих и мелилитовых нефелинитах. Представлен ксено- и гипидиоморфными красновато-коричневыми зернами до 0.20–0.25 мм. В амигдалоидных обособлениях встречается в виде продолговатых пластинок в ассоциации с цеолитом и кальцитом. Характеризуется особым химическим составом: низким содержанием SiO_2 и высоким – BaO и TiO_2 (см. табл. 2).

Апатит. Образует тонкоигольчатые микрокристаллы, сосредоточенные в нефелине и мелилите. Относится к фтор-апатиту (см. табл. 2) с необычно высоким содержанием F, варьирующим от 3.7 до 4.1 мас. %. В пегматитах встречаются высокостронциевые разновидности.

Пирит и пирротин. Отмечены только в матрице мелилитовых нефелинитов и пегматитовых обособлениях. В последних дают редкие изометричные зерна до 0.55 мм в поперечнике.

Редкоземельные минералы. Установлены только в пегматитовых глобулах при изучении на электронном микроскопе. Представлены тремя разновидностями: 1) церий-лантан-неодим-ториевым фосфато-силикатом, 2) титан-стронциевой вариацией лопарита, 3) стронциопироксолом.

Дейтерические минералы. Представлены кальцитом и рядом минералов с высоким содержанием в них гидроксил-составляющей. Последние образуют две ассоциации: лейкократовую (бесцветную) и меланократовую (окрашенную). В лейкократовой группе определены анальцит, натролит, томсонит, включающий высоконатровые разновидности, филлисит, в том числе барийсодержащий, и шабазит, в том числе калиевый. Среди меланократовых минералов различаются боулингит и иддингсит, а также ряд крипто- и микрокристаллических, часто розетковидных, волокнистых и аморфных глинистых минералов с варьирующей зеленой (преобладающей) и бурой окраской. Большой разброс коэффициента Mg^* минералов этой группы от (0.41 до 0.81) частично соответствует оливину и пироксену, но в большей мере (0.52–0.69) биотиту и керсутиту (см. рис. 46).

Кальцит. Развиг во всех типах пород, в которых наряду с другими поздними минералами участвует в строении матрикса, но в подчиненном сравнительно с ними количестве. В нефелинитах краевой зоны массива часто заполняет миндалины мономинерального и сложного (с полевым шпатом, нефелином, анальцитом, цеолитом) строения.

Подчеркнем, что дейтерические минералы и кальцит развиты в породах, не претерпевших каких-либо вторичных гидротермально-метасоматических преобразований, и по структурной позиции являются интегральной частью их матрикса и амигдалоидных обособлений.

Расплавные включения. Изучались в фенокристаллах оливина и клинопироксена (Vapnik et al.,

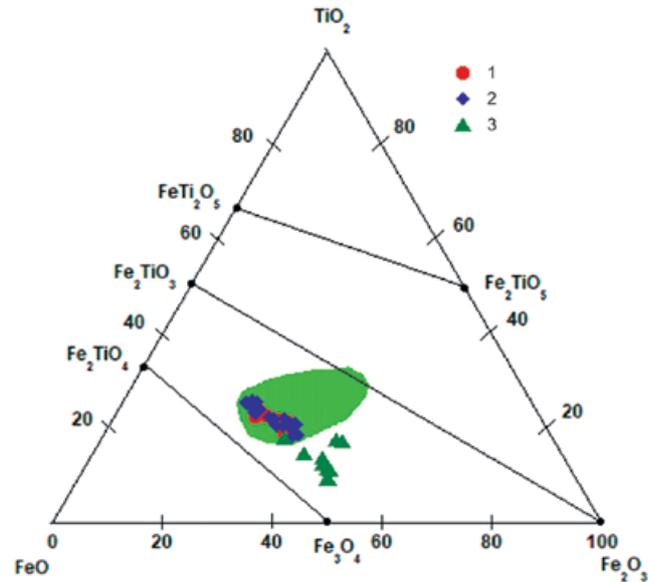


Рис. 7. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{--FeO--Fe}_2\text{O}_3$ в титаномагнетитах Табат.

1 – зерна, окаймляющие ксено- и мегакристы хромшпиннели; 2 – из матрикса; 3 – из пегматитовых глобул. Зеленое поле соответствует составу титаномагнетита щелочных вулканических пород Гавайских островов (Katsura, 1962).

Fig. 7. $\text{TiO}_2\text{--FeO--Fe}_2\text{O}_3$ diagrams of titanomagnetite of Mt. Tabaat.

1 – grains, overgrowing xeno- and megacrysts of chromspinel; 2 – from matrix; 3 – from pegmatite globules. Green field indicates the composition of titanomagnetite from alkaline volcanic rocks of Hawaii (Katsura, 1962).

2007). Представлены фонолитами, нефелинитовыми и тефритовыми фонолитами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В содержаниях петрогенных окислов (табл. 3) наблюдаются очень незначительные изменения при переходе от оливиновых нефелинитов краевой зоны к мелилит-оливиновым нефелинитам центральной. Наиболее существенные изменения касаются только содержаний SiO_2 и CaO , различающихся в пределах первых процентов. При одинаковом суммарном содержании Na_2O и K_2O (около 5 мас. %) в породах краевой и центральной зон в последней на 0.15 мас. % меньше Na_2O и настолько же больше K_2O . Mg^* во всех фациях пород остается практически неизменным. Более чувствительными оказались молекулярные отношения главных окислов, показывающие повышение значений $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, CaO/MgO и $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ и снижение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от безмелилитовых нефелинитов к мелилитовым. Коэффициент агайтности пород Ka^* ($(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$) по направлению к мелилитовым

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в субвулканическом тела Табат
Table 3. Content of major (wt. %) and trace (ppm) elements in Mt. Tabaat

Компонент	Краевая зона		Промежуточная зона 1		Промежуточная зона 2		Центральная зона			
	Оливиновые нефелиниты		Оливиновые нефелиниты		Мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты		Мелилит-оливиновые нефелиниты			
	368	1/1	14/1	4/1	6/1	371/1	9/6	500	Y/1	16/1
SiO ₂	39.07	40.91	40.20	40.50	39.54	38.59	37.31	38.15	37.17	39.70
TiO ₂	2.74	2.78	2.59	2.62	2.63	2.50	2.41	2.48	2.41	2.38
Al ₂ O ₃	12.53	12.74	12.20	12.66	11.99	11.44	11.09	13.02	11.10	11.60
Fe ₂ O ₃	13.61	13.02	13.05	13.55	13.52	14.01	14.41	13.48	14.30	13.70
MnO	0.24	0.20	0.21	0.22	0.22	0.25	0.26	0.21	0.26	0.25
MgO	11.12	10.44	10.71	10.47	11.26	11.34	10.65	10.01	11.08	11.50
CaO	11.94	11.57	12.52	12.44	12.99	12.88	14.56	13.51	14.47	12.97
Na ₂ O	3.79	3.51	3.88	3.73	3.72	4.08	3.89	3.59	3.43	4.00
K ₂ O	1.08	0.96	1.00	1.32	1.17	0.93	1.33	1.19	0.93	1.46
P ₂ O ₅	1.17	1.20	1.21	1.10	1.12	1.22	1.25	1.19	1.21	1.11
LOI	2.08	2.66	3.39	1.07	1.79	2.69	2.47	3.48	2.81	1.87
Сумма	99.27	99.82	100.46	99.68	99.95	99.26	99.63	100.34	99.50	99.81
Mg*	0.68	0.67	0.68	0.66	0.68	0.67	0.65	0.65	0.66	0.68
K _a *	0.41	0.38	0.43	0.42	0.43	0.48	0.49	0.39	0.42	0.49
or	6.38	5.67	5.91	4.24	–	–	–	–	–	–
ab	2.00	5.00	4.70	–	–	–	–	–	–	–
an	13.99	16.17	12.92	13.90	13.27	9.45	9.56	15.90	12.14	9.38
lc	–	–	–	2.79	4.31	5.42	5.10	6.30	4.31	6.77
ne	17.36	13.2	17.65	17.10	17.05	18.70	17.83	15.59	15.72	18.34
di	30.09	27.67	33.44	32.57	33.58	31.04	26.19	22.27	26.30	27.11
ol	21.45	15.62	12.69	13.89	15.02	15.10	16.20	19.98	16.96	21.45
mt	6.68	5.82	6.26	6.60	6.55	6.95	7.84	7.50	7.68	3.41
il	5.20	5.28	4.92	4.98	4.90	4.75	4.58	4.58	4.63	4.52
ap	2.71	2.39	2.83	2.55	2.59	2.83	2.90	2.64	2.80	2.57
ln	–	–	–	–	0.59	2.34	6.75	7.60	5.84	4.40
An%	86	86	86	100	100	100	100	100	100	100
Li	9.5	9.1	10.1	–	10.3	12.1	9.0	13.1	9.4	–
Be	1.7	1.8	1.2	–	1.3	1.1	2.0	1.1	1.7	–
Sc	18.1	20.0	18.0	–	20.1	19.2	20.0	18.8	20.2	–
V	117	189	210	320	201	165	200	162	218	206
Cr	234	245	269	350	249	221	305	219	259	282
Co	59.7	53.1	58.0	60.0	56.8	53.3	56	44	64	70
Ni	168	175	206	250	158	134	280	138	210	246
Cu	59.4	56.5	57.3	–	56.4	40.4	–	38.3	55.1	–
Zn	148	158	154	–	164	139	–	71	133	–
Ga	19.5	18.5	17.5	–	18.0	17.7	–	15.9	19.5	–
Ge	1.2	1.1	1.2	–	1.2	0.8	–	0.8	1.1	–
Rb	29.4	30.1	31.7	27.0	31.0	30.2	40.0	33.2	38.1	47.0
Sr	990	1197	977	1360	998	1212	1380	743	1233	1200
Y	24.3	27.0	25.8	35.0	26.8	22.3	33.0	21.7	27.6	32.0
Zr	251	260	258	240	248	237	230	224	248	239
Nb	128	118	123	90	120	119	140	117	129	206
Mo	1.9	2.7	2.2	–	2.3	1.7	–	1.6	2.3	–
Ag	2.0	1.7	1.9	–	1.9	2.1	–	2.8	2.0	–
Cd	0.26	0.28	0.18	–	0.18	0.11	–	0.10	0.24	–

Таблица 3. Окончание

Table 3. Ending

Компонент	Красвая зона		Промежуточная зона 1		Промежуточная зона 2		Центральная зона			
	Оливиновые нефелиниты		Оливиновые нефелиниты		Мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты		Мелилит-оливиновые нефелиниты			
	368	1/1	14/1	4/1	6/1	371/1	9/6	500	Y/1	16/1
Sn	1.6	1.7	1.7	–	1.6	1.6	–	1.4	1.6	–
Sb	0.13	0.14	0.14	–	0.14	0.14	–	0.14	0.12	–
Te	0.02	–	0.02	–	0.02	0.02	–	0.02	–	–
Cs	0.72	0.52	0.74	–	0.75	0.69	–	0.69	0.59	–
Ba	771	854	970	975	780	645	985	555	761	1000
La	80	80	89	80	83	75	80	75	86	105
Ce	154	148	175	148	148	131	142	129	156	200
Pr	17.9	15.9	18.6	20.3	16.4	18.4	17.0	16.4	16.9	20.6
Nd	59.2	60.5	68.0	71.0	60.4	58.3	76.0	57.8	65.9	73.0
Sm	9.08	10.27	11.10	10.60	10.03	8.98	10.00	9.84	10.81	11.80
Eu	3.49	3.16	4.10	3.05	3.86	3.44	3.20	2.93	3.25	4.20
Gd	8.26	7.47	8.41	13.00	8.47	7.21	12.00	7.10	9.02	10.80
Tb	1.14	1.07	1.19	1.60	1.29	1.83	1.10	0.78	1.11	1.40
Dy	6.81	6.29	6.51	11.00	6.49	6.61	8.50	4.48	6.43	6.70
Ho	1.14	1.11	1.12	1.00	1.13	1.10	1.10	0.79	1.10	1.20
Er	2.34	2.78	2.43	3.60	3.43	2.04	3.40	1.95	2.85	3.20
Tm	0.36	0.34	0.39	0.38	0.39	0.38	0.35	0.25	0.37	0.39
Yb	1.95	2.02	1.88	1.80	1.98	1.62	1.90	1.55	2.11	2.40
Lu	0.25	0.28	0.27	0.30	0.27	0.23	0.30	0.24	0.30	0.36
Hf	5.37	5.27	4.38	6.50	5.28	5.25	5.50	4.11	5.17	4.87
Ta	6.88	7.17	6.74	5.20	5.74	5.10	3.80	5.94	7.66	10.40
W	54	44	80	63	70	51	55	115	54	–
Tl	0.03	0.03	0.03	–	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	–
Pb	5.27	4.09	3.88	5.90	4.08	4.48	5.00	2.83	4.26	5.70
Bi	0.03	0.01	0.04	–	0.04	0.04	–	–	–	–
Th	13.1	11.7	12.8	9.5	11.8	10.7	9.0	8.7	13.1	16.7
U	3.2	3.0	2.9	2.3	2.8	2.7	2.0	2.2	3.1	4.7
Сумма TR	3531	3844	3535	4078	3535	3470	3534	3870	3886	3768
(La/Yb) _n	27.95	26.65	30.12	30.19	29.53	31.50	31.46	32.67	27.84	29.72
La/Yb	41.14	43.75	44.33	44.44	42.10	46.37	46.32	48.09	40.98	45.00
Eu/Eu*	1.224	1.100	1.281	0.098	1.243	1.300	0.847	1.068	1.003	1.165
Th/U	4.06	3.88	4.41	4.17	4.21	1.33	4.61	3.89	4.19	45.00
Zr/Hf	46.77	49.38	58.95	36.92	47.02	45.10	41.82	54.59	48.00	49.16
Rb/Sr	0.030	0.025	0.012	0.020	0.031	0.032	0.030	0.045	0.031	0.040
Nb/Y	5.27	4.73	4.77	2.57	4.49	5.31	4.24	5.40	4.67	6.44
LREE	323	317	320	312	306	296	328	290	339	416
HREE	22	19	22	28	23	21	29	17	23	26
LREE/HREE	14.54	16.42	14.52	11.29	13.08	14.06	11.45	16.94	14.55	15.67
Zr/Nb	1.96	2.59	2.10	2.67	2.06	2.00	1.64	1.91	1.92	1.92
Na ₂ O/K ₂ O	4.94	4.47	4.73	4.30	4.83	6.67	5.37	4.59	4.77	4.16
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	3.58	3.57	3.63	3.79	3.57	3.58	3.60	4.12	3.60	3.82
CaO/Na ₂ O	3.48	3.63	3.57	3.68	3.86	3.49	4.13	4.16	4.66	3.59
CaO/Al ₂ O ₃	1.73	1.645	1.89	1.78	1.97	2.05	2.39	1.88	2.37	2.03
CaO/MgO	0.77	0.79	0.84	0.85	0.83	0.82	0.98	0.97	0.92	0.81
(CaO + MgO)/SiO ₂	0.75	0.68	0.73	0.72	0.77	0.79	0.84	0.77	0.86	0.78

нефелинитам постепенно возрастает, хотя его значения всегда меньше 1 (0.587–0.643). Интересно, что в нормативном составе слабые изменения химизма трансформированы в довольно значимые различия. Так, в мелилитовых разностях полностью отсутствуют ортоклаз и альбит и, наоборот, присутствуют лейцит, ларнит и, кроме того, чистый анортит. Количество апатита и суммарных магнетита и ильменита во всех разностях пород остается практически неизменным.

Микрозондовые исследования расплавных включений в оливинах и клинопироксенах (Varnik et al., 2007, а также неопубликованные данные) показали большую неоднородность их состава (табл. 4). Они представлены двумя разновидностями фонолитовых нефелинитов, фонолитовыми тейфритами, двумя разновидностями фонолитов. Сравнительно с вмещающими породами в них намного больше кремнезема и щелочей, понижен Mg^* . Для нормативного состава характерны высокие содержания ортоклаза, нефелина, ильменита и апатита, присутствуют лейцит и ларнит. Молекулярные отношения важнейших оксидов, в сравнении с маловарьирующими отношениями во вмещающих породах очень неустойчивы и заметно отличаются от них. В основном они индицируют возрастание во включениях содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Ka^* пород в фонолитовой группе включений заметно увеличивается (от 0.863 до 1.190), что обусловило появление в них нормативного акмита.

Для пород главных фаций характерны повышенные концентрации большинства элементов-примесей. Как и для породообразующих оксидов, количественные изменения этих элементов слабо проявлены, часто вообще незаметны. Это касается, в частности, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, Sr, Y, Sb, Cs, Be. Тем не менее некоторые закономерные изменения в концентрациях других элементов все же происходят. Так, от нефелинитов к мелилитовым нефелинитам отмечаются увеличение содержаний Rb, Nb, W, La, Nd, Dy и, наоборот, снижение – Cu, Zn, Zr, Ce и Eu. Близкая картина характерна и для ряда индикаторных геохимических отношений (La/Yb , Eu/Eu^* , Rb/Sr , Zr/Hf , Th/U , Nb/Y , $LREE/HREE$ и др.), из которых наиболее значимыми являются возрастающие в мелилитовых разностях значения La/Yb и Rb/Sr и снижающиеся Zr/Nb .

Из расплавных включений на содержание элементов-примесей проанализированы фонолитовые нефелиниты и фонолиты в оливине. Сравнительно с вмещающими породами они существенно обогащены редкими и редкоземельными элементами, особенно Rb, Ba, Li, Nb, Zr и легкими редкими землями, что получило отражение в повышенных отношениях Rb/Sr , La/Yb , Eu/Eu^* , Zr/Hf , Nb/Y . Отметим также повышенные концентрации во включениях хлора и фтора.

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНИТОВЫМИ СЕРИЯМИ

Оливин-базальт-базанит-нефелинитовая ассоциация Махтеш Рамона, включающая породы тела Табат, по геологическим, минералогическим и петро-геохимическим особенностям имеет сходство со многими вулканическими щелочными базит-ультрабазитовыми сериями мира. Среди них укажем ассоциации Гавайских островов в Тихом океане (Brey, 1978; Clague, Frey, 1982; Wilkinson, Stolz, 1983; Clague et al., 1986, 2016; Clague, Dalrymple, 1988), островов Кабо-Верде (Torres et al., 2010) и Фернанду-ди-Норонья (Lopes, Ulbrich, 2015) в Атлантическом, Коморы (Pelleter et al., 2014) в Индийском, а из континентальных серии Балконес на северной окраине Мексиканского залива (Spenser, 1969; Brey, 1978; Barker et al., 1987; Wittke, Mack, 1993), Фриманс Кове Канады (Mitchell, Platt, 1984), Богемия, Гессен, Хегау-Арах, Европы (Brey, 1978; Dunworth, Wilson, 1988; Wilson, Downes, 1991; Ulrich et al., 2000, 2002; Vaneckova et al., 1993), Антиатлас в Марокко (Berger et al., 2014), Боат Нарбур на западе Тасмании (Sutherland et al., 1996), Намакаланд, Спигель Риве и Робертсон в Южной Африке (Rogers et al., 1992; Janney et al., 2002), Хамада в Японии (Tatsumi et al., 1999), Мадагаскара (Melusso et al., 2007), Маймеча-Котуйской (Egorov, 1970; Васильев и др., 2017) и Кольской (Ivanikov et al., 1998) провинций в России.

Для иллюстрации петрохимического сходства пород тела Табат с этими районами использованы классификационные диаграммы TAS (Cox et al., 1979), SiO_2 –(CaO + MgO) (Mitchell, Platt 1984; Mitchell, 2001) и Nb/Y– SiO_2 (Brey, 1978).

Поле распространения пород тела Табат на диаграмме TAS (рис. 8) оказалось общим с большинством указанных районов, которые объединены единым контуром. Диаграмма SiO_2 –(MgO + CaO) обнаруживает более существенные различия в положении сравниваемых пород (рис. 9а). На ней мелилитовые нефелиниты района совмещены главным образом с полем распространения аналогичных образований океанических островов (см. на рис. 9а желтое поле), а из континентальных – с Хамада и Антиатлас. Диаграмма Nb/Y– SiO_2 (рис. 9б) выявляет обогащенность составов тела Табат ниобием и их близость к континентальным аналогам на Антиатлас, Турьем мысе, Хегау-Арах и Богемия.

По спектру редких и редкоземельных элементов породы Табат имеют типичные характеристики OIB и “анорогенных” континентальных серий (Lustrino, Wilson, 2007), что отражает картина их нормированного распределения на рис. 10.

Как отмечено ранее, кардинальных изменений в содержании редких элементов при смене нефелинитов мелилитовыми нефелинитами не происходит. Локальные отклонения содержаний Zr, Ba,

Таблица 4. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в расплавных включениях субвулканического тела Табат**Table 4.** Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in melt inclusions of Mt. Tabaat

Компонент	Промежуточная зона 1			Промежуточная зона 2	Центральная зона			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42.93	46.75	44.10	48.3	45.97	49.52	41.97	42.64
TiO ₂	2.51	2.27	1.57	2.06	1.51	0.51	3.44	1.76
Al ₂ O ₃	21.26	19.77	18.59	14.72	17.18	22.92	15.34	14.17
FeO	7.75	5.97	8.67	9.44	8.48	1.59	8.77	9.90
MnO	0.09	0.11	0.11	0.13	0.11	0.01	0.24	0.34
MgO	5.22	4.38	5.15	4.24	4.74	1.92	5.37	5.55
CaO	4.16	7.63	8.53	2.13	7.07	2.28	7.60	11.1
Na ₂ O	5.46	6.61	6.01	5.05	7.19	13.14	6.87	8.26
K ₂ O	3.33	2.94	2.35	5.21	4.18	5.52	3.99	3.53
P ₂ O ₅	3.36	1.80	2.16	2.11	1.75	2.09	2.11	1.6
Cl	0.35	0.27	0.10	0.51	0.47	0.53	0.80	0.62
F	–	0.26	0.58	–	0.31	0.34	–	–
Сумма	96.43	98.50	97.35	93.90	98.65	100.03	96.50	99.47
Mg*	0.61	0.63	0.58	0.51	0.56	0.57	0.58	0.56
K _a *	0.41	0.50	0.47	0.65	0.66	0.84	0.71	0.86
or	19.68	17.37	13.89	30.79	24.7	32.62	23.58	20.86
ab	34.28	19.46	17.43	33.96	7.87	6.83	1.31	9.57
an	–	15.59	16.81	–	2.26	–	–	–
ne	6.46	19.77	18.11	4.75	28.69	53.30	30.00	24.47
di	–	8.33	9.07	–	17.18	–	19.02	–
ac	–	–	–	–	–	2.28	1.27	11.57
ol	11.04	6.12	8.21	11.60	5.69	2.39	5.29	16.42
mt	5.07	3.81	6.70	5.80	5.80	–	4.77	–
il	4.77	4.31	2.98	3.91	2.87	0.97	6.53	3.34
ap	7.78	4.17	5.00	4.89	4.05	1.14	4.89	3.71
ru	–	–	–	–	–	0.66	–	1.81
c	9.15	–	–	1.95	–	–	–	–
Cr	–	173	356	–	124	303	–	–
V	–	144	62	–	87	107	–	–
Rb	–	75	96	–	153	248	–	–
Ba	–	1697	1627	–	4151	1969	–	–
Sr	–	2398	1570	–	2203	2144	–	–
Zr	–	350	455	–	596	425	–	–
Hf	–	6.3	8.4	–	10.0	8.4	–	–
Nb	–	227	243	–	460	397	–	–
Ta	–	7.7	14.9	–	13.0	12.5	–	–
Th	–	18.1	15.9	–	42.0	35.0	–	–
U	–	4.7	3.7	–	9.6	12.6	–	–
Y	–	33.0	37.2	–	47.0	38.8	–	–
La	–	165	234	–	244	211	–	–
Ce	–	290	328	–	425	355	–	–
Nd	–	109	119	–	138	122	–	–
Sm	–	18.0	17.8	–	22.6	20.1	–	–
Eu	–	5.0	4.5	–	6.2	4.9	–	–
Gd	–	12.9	19.7	–	16.5	18.0	–	–
Dy	–	8.5	9.7	–	12.2	10.4	–	–
Er	–	3.9	3.8	–	6.2	5.2	–	–

Таблица 4. Окончание

Table 4. Ending

Компонент	Промежуточная зона 1			Промежуточная зона 2	Центральная зона			
	1	2	3	4	5	6	7	8
Yb	–	1.9	1.4	–	3.0	2.1	–	–
B	–	6.6	5.8	–	12.0	6.9	–	–
Li	–	7.5	19.5	–	19.8	32.0	–	–
Be	–	3.0	3.7	–	3.4	3.0	–	–
Сумма TR	–	5765	5755	–	8805	7607	–	–
La/Yb	–	86.84	167.14	–	81.33	101.25	–	–
Eu/Eu*	–	1.00	0.74	–	0.98	0.79	–	–
Th/U	–	3.85	4.30	–	4.37	2.78	–	–
Zr/Hf	–	55.55	54.17	–	59.60	50.47	–	–
Rb/Sr	–	0.03	0.06	–	0.07	0.12	–	–
Nb/Y	–	6.88	6.53	–	9.79	10.24	–	–
LREE	–	587	703	–	836	712	–	–
HREE	–	27.2	34.6	–	37.9	35.5	–	–
LREE/HREE	–	21.28	20.32	–	22.05	20.15	–	–
Zr/Nb	–	1.54	1.87	–	1.30	1.07	–	–
Na ₂ O/K ₂ O	2.49	3.41	3.89	1.47	2.61	3.62	2.62	3.55
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.62	6.83	9.30	5.60	8.91	34.35	3.14	6.32
CaO/Na ₂ O	0.84	1.27	1.57	0.36	1.09	0.19	1.22	1.48
CaO/Al ₂ O ₃	0.35	0.70	0.83	0.26	0.75	0.16	0.90	1.42
CaO/MgO	0.57	1.25	1.19	0.36	1.07	0.85	1.02	1.44
(CaO+MgO)/SiO ₂	0.28	0.31	0.38	0.17	0.32	0.10	0.38	0.47

Примечание. 1–7 – включения в оливине, 8 – включение в клинопироксене.

Note. 1–7 – melt inclusions in olivine; 8 – ones in pyroxene.

Y, HREE в породах промежуточных зон свидетельствует лишь о незначительном их перераспределении в ходе кристаллизации массива. Наиболее заметно возрастание Rb, коррелирующее с соответствующим повышением содержаний K₂O и La. Таким образом, если относиться к содержаниям редких элементов в краевой закаленной зоне массива как к близким к исходным, можно предположить их инертное поведение в процессе образования пород тела Табат.

Многие щелочные серии мира, включающие в себя мелилитовые породы, завершаются фонолитами. В изучаемой ассоциации фонолитовые тела отсутствуют. Тем не менее фонолитовая тенденция, судя по составу расплавных включений, с очевидностью проявлена. По составу они наиболее близки к фонолитам расплавных включений Маймеча-Котуйской провинции (Васильев и др., 2017) и ийолитам Гавайских островов и представляют собой наиболее недосыщенный SiO₂ тип с ясной прерывистостью (так называемый *Daly gap* (Thompson et al., 2001)) между ними и вмещающими мелилитовыми нефелинитами (см. рис. 8).

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД И СОСТАВ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА

Геологические и петрогеохимические данные позволяют предположить, что смена минеральных парагенезисов в теле Табат происходит непосредственно в камере стабилизации расплава. При окончательной остановке магмы на ее контакте с вмещающими породами возникает зона закалки. Внешне эта зона обнаруживает себя развитием мелкозернистой и складчатой призматической отдельности, афанитовой и амигдалоидной текстур, низким количеством фенокristов и пятнистой текстурой. За ней следует узкая промежуточная зона с довольно резким укрупнением зернистости и появлением первых кристаллов мелилита, которую можно рассматривать в качестве температурного барьера, впереди которого формируется зона с устойчивым породообразующим мелилитом.

Кристаллизация безводных минералов (оливина, пироксена, нефелина, мелилита и титаномагнетита) происходит в условиях низкого давления (субвулканическая фация); согласно прямым и экспериментальным измерениям в аналогичных

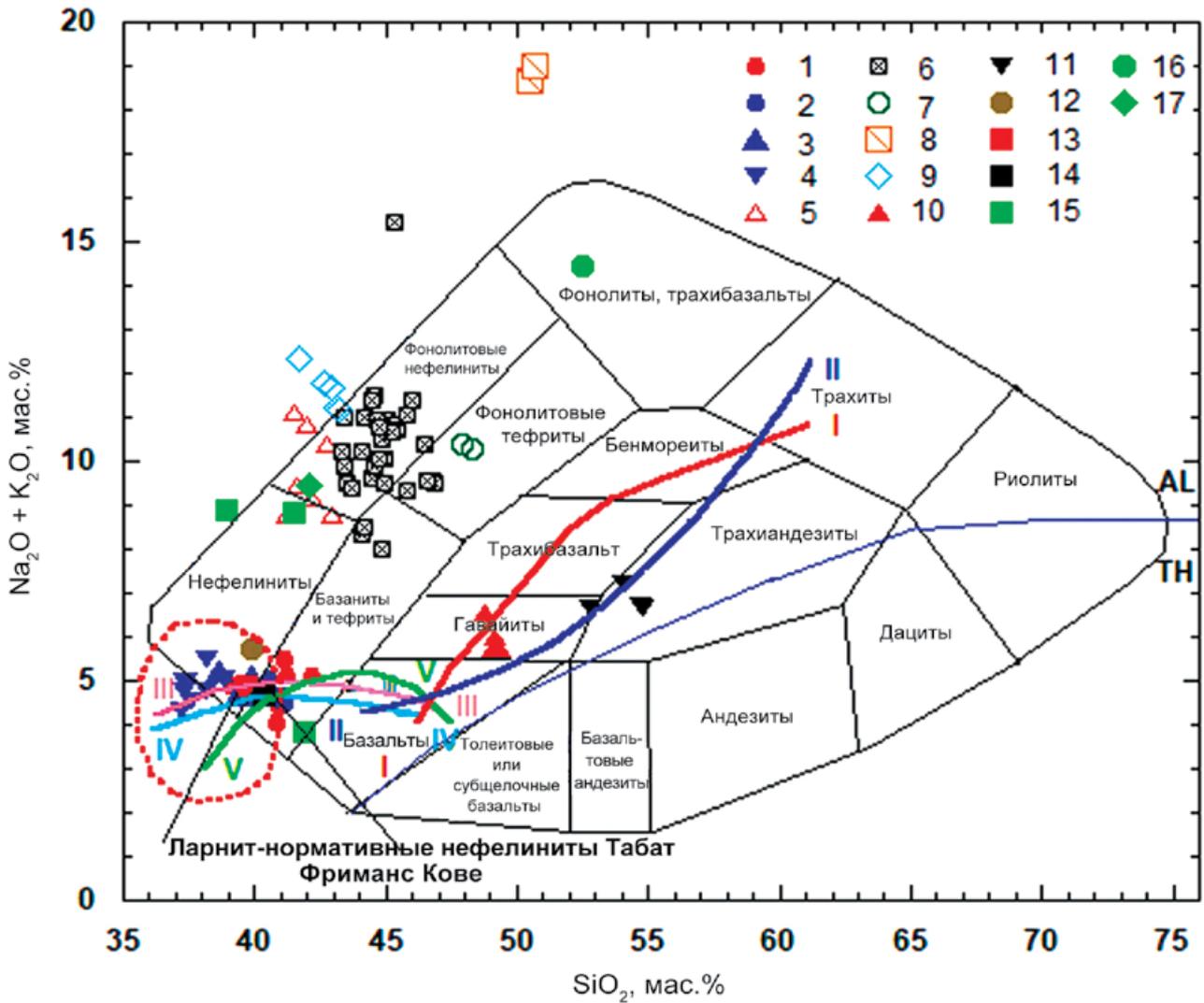


Рис. 8. TAS-диаграмма (Na₂O + K₂O)–SiO₂ (Cox et al., 1979) для магматических пород Махтеш Рамона и других районов мира.

Линии эволюции состава магматических серий: I–I – прадарод-конгломератовая габбро-сиенитовая ассоциация Махтеш Рамона, II–II – пост-щитовая серия Гавайских островов, III–III – постарод-конгломератовая оливин-базальт-базанит-нефелинитовая ассоциация Махтеш Рамона, IV–IV – пост-эрозионная серия Гавайских островов, V–V – оливин-базальт-базанит-нефелинитовая часть серии Балконес (USA). Фигуративные точки составов пород Табат (1–4): 1 – оливиновые нефелиниты краевой зоны, 2 – то же, первая промежуточная зона, 3 – мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты, вторая промежуточная зона, 4 – мелилит-оливиновые нефелиниты, центральная зона; расплавные включения (5–11): 5, 6 – разновидности фоналитовых нефелинитов в оливине, 7 – фоналитовых тефритов в оливине, 8 – фоналиты в оливине, 9 – фоналиты в клинопироксене, 10 – гавайиты в клинопироксене, 11 – муджириты в клинопироксене; 12 – средний состав мирового нефелинита (Бородин, 1981); 13 – состав первичного расплава тела Табат; 14 – Ln-нормативный нефелинит Фриманс Кове, Канада (Mitchell, Platt, 1984); 15 – ийолиты Гавайских островов (Clague et al., 2016); 16 – фоналиты Балконес (Spenser, 1969); 17 – фоналиты Маймеча-Котуйской провинции (Egorov, 1970). Красным пунктиром обозначено поле распространения мелилит-оливиновых нефелинитов других районов мира.

Fig. 8. (Na₂O + K₂O)–SiO₂ TAS-diagram (Cox et al., 1979) for magmatic rocks of Makhtesh Ramon and other regions of the world.

The lines of magmatic series evolution: I–I – PreArodgcl gabbro-syenite association of Makhtesh Ramon, II–II – post-shield series of Hawaii, III–III – PostArodgcl olivine-basalt-basanite-nephelinite of Makhtesh Ramon, IV–IV – post-erosion series of Hawaii, V–V – olivine-basalt-basanite-nephelinite part of Balcones series (USA). Rock compositions of Mt. Tabaat (1–4): 1 – olivine nephelinite, the border zone, 2 – the same, the first intermediate zone, 3 – melilite-containing olivine nephelinites, the second intermediate zone, 4 – melilite-olivine nephelinites, the central zone; melt inclusion compositions (5–11): 5, 6 – varieties of phonolitic nephelinite in olivine, 7 – phonolitic tephrite in olivine, 8 – phonolites in olivine, 9 – phonolites in clinopyroxene, 10 – hawaiites in clinopyroxene, 11 – mudjierites in clinopyroxene; 12 – the average composition of nephelinite (Borodin, 1981); 13 – parent melt composition of Mt. Tabaat subvolcanic body; 14 – Ln-normative nephelinite, Freemans Cove, Canada (Mitchell, Platt, 1984); 15 – ijolites, Hawaii (Clague et al., 2016); 16 – phonolites, Balcones (Spenser, 1969); 17 – phonolites, Maimecha-Kotuy Province (Egorov, 1970). The red dotted line marks the distribution field of melilite-olivine nephelinites of other parts of the world.

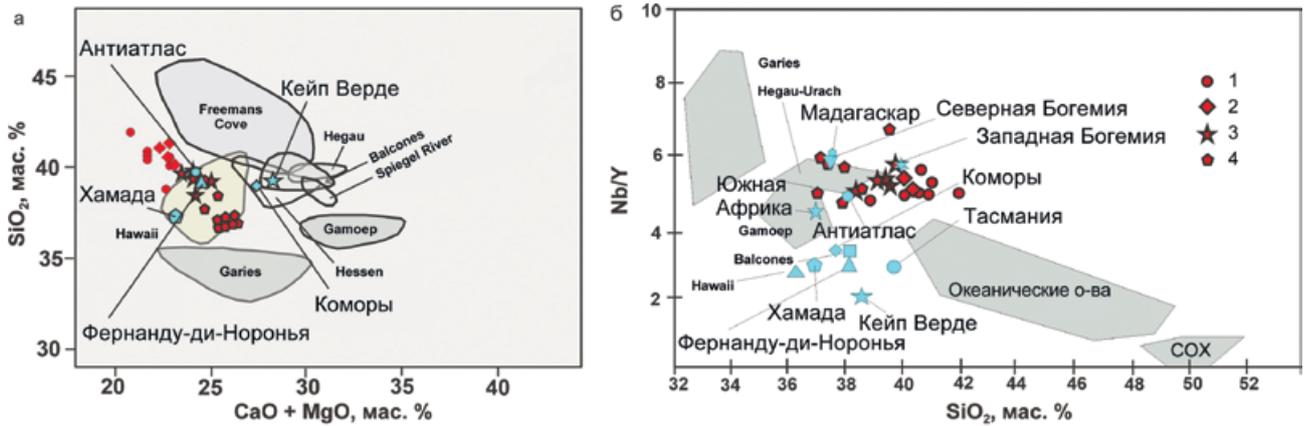


Рис. 9. Диаграммы SiO_2 – $(\text{CaO} + \text{MgO})$ (а) и Nb/Y – SiO_2 (б) (Mitchell, 2001) для оливиновых нефелинитов и меллит-оливиновых нефелинитов Табат.

Фигуративные точки составов пород Табат (1–4): 1 – оливиновые нефелиниты краевой зоны; 2 – то же, первая промежуточная зона; 3 – меллитсодержащие оливиновые нефелиниты, вторая промежуточная зона; 4 – меллит-оливиновые нефелиниты, центральная зона.

Fig. 9. SiO_2 – $(\text{CaO} + \text{MgO})$ (a) and Nb/Y – SiO_2 (б) diagrams (Mitchell, 2001) for olivine nephelinites and melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat.

Rock compositions of Mt. Tabaat (1–4): 1 – olivine nephelinite, the border zone; 2 – the same, the first intermediate zone; 3 – melilite-containing olivine nephelinites, the second intermediate zone; 4 – melilite-olivine nephelinites, the central zone.

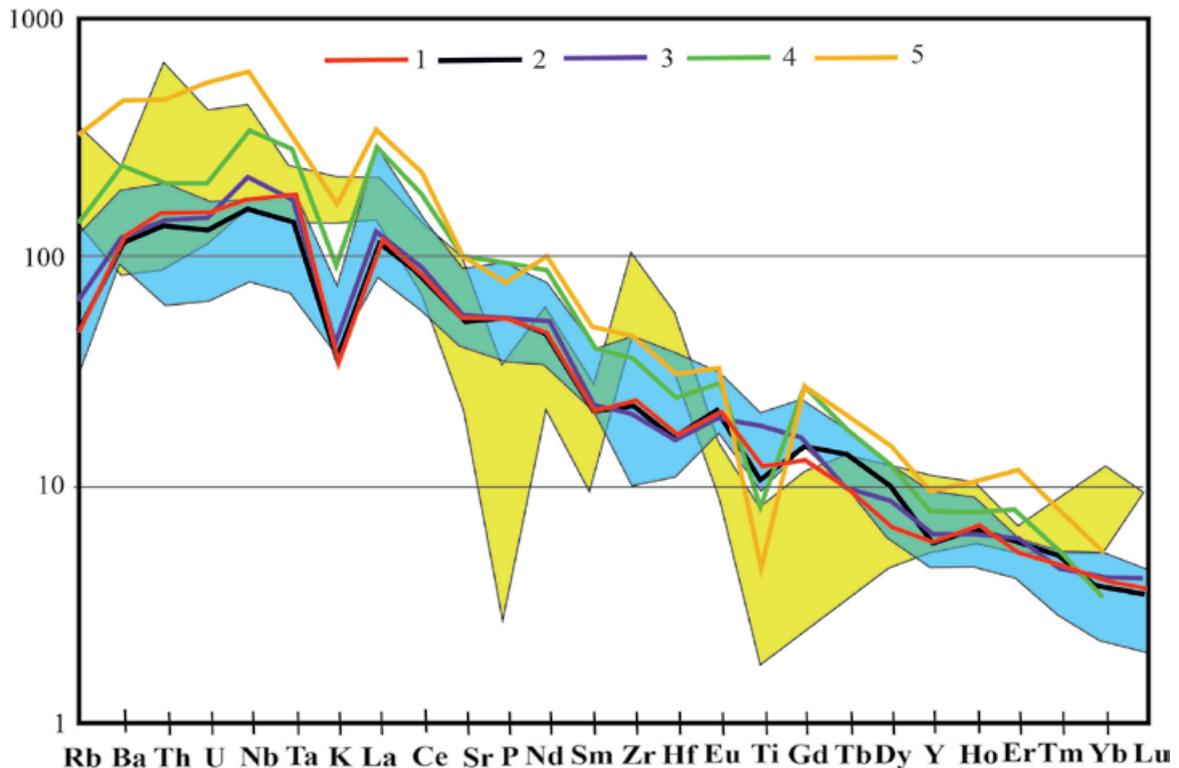


Рис. 10. Нормированное по примитивной мантии распределение редких и редкоземельных элементов в породах и расплавных включениях Табат и других районов мира (Sun, McDonough, 1989)

1 – краевая зона, оливиновые нефелиниты; 2 – промежуточная зона, меллитсодержащие оливиновые нефелиниты; 3 – центральная зона, меллит-оливиновые нефелиниты; 4, 5 – расплавные включения в оливине (фонолитовые нефелиниты и фонолиты соответственно). Голубой и желтой полосами выделены поля меллит-оливиновых нефелинитов и фонолитов соответственно других районов мира.

Fig. 10. Average-primitive-mantle-normalized distribution of rare and rare earth elements in rocks and melt inclusions of Mt. Tabaat and other regions of the world (Sun, McDonough, 1989).

1 – olivine nephelinites, the border zone; 2 – intermediate zone; 3 – melilite-olivine nephelinites, the central zone; 4, 5 – melt inclusions in olivine (phonolitic nephelinites and phonolites, respectively). Melilite-olivine nephelinites and phonolites belonging to other regions of the world are located in the blue and yellow fields, respectively.

породах температура находится в пределах 1370–1000 °С (Katzura, 1962; Йодер, Тилли, 1965; Onuma, Yagi, 1967; Yoder, 1983; Clague, Frey, 1982; Асавин, 2016). При этом нижний лимит температуры (1100–1000 °С) определяется кристаллизацией магнетита, которая на 100–25 °С ниже солидусных температур оливина и клинопироксена (Wechsler et al., 1984; Frost, Lindsley, 1991; Lattard et al., 2006; Арискин, Бармина, 2000; Clague et al., 2016). Предкристаллизационная неоднородность щелочно-базальтовых расплавов наблюдалась при температуре 1280–1250 °С (Панина, Моторина, 2008), а кристаллизация расплавных включений и пегматитов – при 1180–1200 °С (Pearce, Beisler, 1965; Solovova, Girnits, 2012). Данные по гомогенизации расплавных включений в оливинах (1200–1160 °С) и пироксенах (1170 °С) изучаемых пород (Varnik et al., 2007) вполне соответствуют указанным значениям температур.

Кристаллизация тела Табат начинается с выделения оливина, что хорошо видно на примере закаленных нефелинитов, прорывающих вмещающие базальты и туфы. Здесь, на расстоянии первых сантиметров от контакта, нефелиниты афанитовые и содержат только редкие фенокристы оливина. Затем, при удалении от контакта, происходит совместная кристаллизация фенокристов оливина и пироксена, продолжающаяся их кристаллизацией в виде минералов матрикса. Об условиях кристаллизации, близких к равновесию, можно судить по Mg^* оливина и пироксена, различия которых измеряются сотыми долями значений и тем не менее фиксируют общее снижение этого параметра от фенокристов к матриксу на фоне перекрытий значений в каждой из выделенных минеральных групп (см. рис. 4а). В составах пироксена эта тенденция подчеркнута повышением мольной доли Fs-компонента. Позднее кристаллизуются нефелин и титаномагнетит матрикса – самые поздние безводные минералы пород. Отметим, что от нефелинитов к мелилитовым нефелинитам в титаномагнетите увеличивается доля окисленного железа и, соответственно, уменьшается – минала ульвошпинели. На тройной диаграмме $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ (см. рис. 7) составы минерала попадают в поле титаномагнетитов щелочных вулканитов Гавайских островов (Katsura, 1962). По-видимому, смена непосредственно примыкающих к оливину боулинитовых оторочек иддингситовыми находится в тесной связи с возрастающей фугитивностью кислорода, обеспечивающей как маггемитовый тренд

в кристаллизации титаномагнетита, так и обратную зависимость содержаний в нем ульвошпинели и окисленного железа.

Переход нефелинит–мелилитовый нефелинит фиксируется также изменением текстурного рисунка пород. Для первых характерна шаровидно-шлировая текстура, свидетельствующая о микрогетерогенном состоянии кристаллизующегося расплава, для последних – массивная с более крупной и равномерной структурой, а к минеральному парагенезису добавляется мелилит. В переходной зоне он наблюдается в основном в виде каемок, окружающих фенокристы оливина и клинопироксена, в центральной развит преимущественно в виде фенокристов и зерен матрикса, иногда в виде участков сложной пойкилитовой структуры клинопироксена с включениями призматического оливина, окруженного мелилитом (см. рис. 3б, в). Состав мелилита, судя по мольным соотношениям Fe-Ak, Na-Ak и Ak (см. рис. 6), находится в поле мелилитов вулканических серий (Yoder, Velde, 1976; Gee, Sack, 1988; Mitchell, 2001; Асавин и др., 2012). Однако, в сравнении с мелилитами, в частности, Гавайских островов и Маймеча-Котуйской провинции они характеризуются более высокими содержаниями железистого и натриевого аккерманита. Петрографические соотношения и одинаковая для оливина, пироксена и мелилита Mg^* свидетельствуют о равновесии фаз и предполагают их совместную перитектическую кристаллизацию. Последняя, согласно экспериментальным исследованиям (Onuma, Yagi, 1967; Gee, Sack, 1988; Йодер, Тилли, 1965), является следствием инконгруэнтного плавления при температуре 1135–1090 °С. При этом мелилит образуется как продукт реакции оливина и клинопироксена с нефелином. В описываемых породах достоверность подобной реакции в промежуточной зоне массива петрографически подтверждается замуровыванием фенокристов оливина и клинопироксена окаймляющим их мелилитом (см. рис. 3б, в). Появлению мелилита в центральной зоне массива содействует также повышенная активность в расплаве K_2O и P_2O_5 (Kushiro, 1975; Бернем, 1983), смещающих ликвидусные фазы, подобно воздействию CO_2 (Brey, Green, 1977; Eggler, 1974), в сторону общего понижения его кремнекислотности.

Непосредственное отношение к перитектическим реакциям имеют расплавные включения в фенокристах оливина и клинопироксена. С учетом образования вокруг последних мелилитовых кайм естественно предположить, что включения

являются реликтами стекловатых продуктов incongruentного плавления при образовании мелилита – процесса, аналогичного описанному в гранулитах Керала Хондалит Белт в Индии (Cesare et al., 2009), эклогитах и гранулитах Памира (Таджикистан), метабазитах Курильских островов (Чупин и др., 2018). Перитектические реакции во времени предшествуют кристаллизации безводных минералов матрикса, а неоднородность составов включений является следствием реакций между оливином и пироксеном с неоднородным предкристаллизационным базисным расплавом.

Производными поздней стадии эволюции пород тела Табат являются пегматитовые обособления неоднородной структуры и состава, кристаллизовавшиеся в небольших глобулах. Для них характерна концентрическая зональность с развитием микрозернистой (гранофировой) или *peg-structure* в меланократовой зальбандовой зоне, пятнистой и более лейкократовой в центральной. Последняя часто сложена цеолитовым или цеолит-кальцитовым агрегатом. Примечательной особенностью состава глобул являются щелочные темноцветные минералы. Как следует из диаграммы (см. рис. 5б), пироксенам свойственна неустойчивость состава с тенденцией изменения от титан-авгита зальбандов к эгирин-авгиту и эгирину внутренней части глобул. По краям эгирина кристаллизуются арфведсонит и рибекит. К этой же зоне приурочен санидин. Премущественность состава пегматитов с вмещающими мелилитовыми нефелинитами проявляется через состав оливина ($Mg^* = 0.82-0.83$) и пироксена ($Mg^* = 0.75-0.78$) графической зоны (см. рис. 4а).

Заключительная (дейтерическая) стадия кристаллизации массива макроскопически проявлена в нефелинитах краевой зоны своеобразной субпараллельной полосчатостью, обусловленной развитием тонких прожилков, часто “птигматитового” типа, сложенными полевым шпатом, анальцитом, цеолитом. Образование прожилков такого рода можно связать с формированием контрактационных трещин в неполностью затвердевшей породе и отжима в них обогащенных водой флюидов.

Биотит и керсутит относятся, по-видимому, к наиболее ранним минералам этой стадии. Замечательной особенностью биотита является его резкая недосыщенность кремнеземом, компенсируемая повышенными концентрациями ВаО и TiO_2 (см. табл. 2), что характерно для многих щелочных серий мира, в частности Гавайских островов (Mansker et al., 1979).

Непрерывность развития собственно магматической и позднемагматической стадий кристаллизации пород подчеркивается распределением Mg^* сапонит-саладонитов (см. рис. 4б) с размахом значений, частично соответствующих порообразующим оливину и клинопироксену и одноименным дочерним фазам расплавных включений.

Активное участие в кристаллизации пород водосодержащих минералов с широкими вариациями состава отражает гетерогенность флюидной составляющей и большую роль H_2O в генерирующем их расплаве. Другими важными компонентами флюидов являются CO_2 , фтор, концентрирующийся во фтор-апатите и биотите, Cl во фтор-апатите, S в пирите и пирротине пегматитовых глобул.

Установленные эмпирические признаки участия в образовании пород гидроксилсодержащей минерализации, во-первых, свидетельствуют о большой роли в магматическом процессе воды, во-вторых, фиксируют отсутствие в Табат четкого разделения между собственно магматическим и позднемагматическим этапами. Таким образом, подчеркивается непрерывность процесса кристаллизации массива в соответствии с температурами солидуса каждой из выделяющихся фаз в полном соответствии с представлениями В.А. Николаева (1965) и И.М. Волохова (1979) об органическом единстве флюидной составляющей с расплавом как свидетельства общности их первоисточника.

Изложенное приводит к выводу, что нефелиниты и мелилитовые нефелиниты тела Табат являются примером трансформации изначально оливин-меланефелинитового расплава непосредственно на месте его стабилизации, для нормативного состава которого характерны лейцит и чистый анортит – индикаторы потенциального ресурса расплава на кристаллизацию мелилита. Отметим, что этим показателям соответствуют ларнит-нормативный оливиновый нефелинит Фриманс Кове на севере Канады (Mitchell, Platt, 1984) и несколько обогащенный щелочами “глобальный” меланефелинит (Бородин, 1981).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Махтеш Рамон – фрагмент мезозойского рифтогенного магматизма Леванта с наиболее полно развитым рядом вулканических щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород. Ярким представителем этого ряда является раннемеловая постарод-конгломератовая ассоциация с обилием в ее составе субвулканических оливиновых меланефелинитов, среди которых особый статус имеет интрузивное тело Табат с ядром мелилит-оливиновых меланефелинитов.

Приведенные данные позволили сопоставить породы Табат с известными мелилит-нефелинитовыми проявлениями мира и таким образом дополнить их ряд еще одним примером из Израиля.

Спецификой строения тела является широко развитая в нем призматическая отдельность. Исследование размеров, формы, залегания и изменения параметров призм в пространстве имеет методологическое значение, помогая расшифровке морфологии тел. Складкообразное изгибание призм

и их сжатие, фиксированное вогнуто-выгнутыми гранями, свидетельствуют, на наш взгляд, о компенсации высокого давления флюидов, реализованного при смене минерального парагенезиса нефелинитов на мелилит-нефелинитовый.

Два главных типа пород массива – нефелиниты и мелилитовые нефелиниты – связаны постепенным переходом, происходящим на очень коротком расстоянии, нередко наблюдаемым в пределах отдельно взятой призмы и указывающим на единство времени их образования.

Среди множества нефелинитовых тел Махтеш Рамона тело Табат единственное, в матриксе главных фаций которого не встречается остаточного стекла, что, вместе с отсутствием сколько-нибудь значимых контактово-метаморфических изменений во вмещающих породах, указывает на его формирование в закрытой адиабатической обстановке.

Полевые соотношения, петрографические и геохимические вариации состава пород и характер их взаимоотношений также свидетельствуют о кристаллизации из одной порции магматического расплава. При этом вся участвующая в порообразовании совокупность минералов была образована на месте стабилизации первичного расплава без прохождения интрателлурической стадии, т. е. является продуктом внутрикамерной кристаллизации. Характерно, что эволюция состава от недосыщенного SiO_2 оливин-нефелинитового к еще более недосыщенному оливин-мелилит-нефелинитовому происходила на фоне весьма незначительных, по сути изохимических, изменений.

К одному из важных аспектов проведенной работы относится выявление в генезисе пород Табат значительной роли многообразной ассоциации минералов с высоким содержанием гидроксильной составляющей, обычно рассматриваемых как постмагматическая гипергенная (цеолиты, иддингсит, боулингит, сапониты-селадониты). Как биотит, амфиболы и полевой шпат, эти минералы являются производными дейтерической стадии магматического процесса и кристаллизуются в матриксе и миндалинах пород как иерархически равнозначные безводным, индицируя плавный переход расплава к насыщенному водно-газовому флюиду.

Исследование в фенокристах оливина и пироксена расплавленных включений обнаружило высокую дисперсность и очевидную преемственность их состава с составом вмещающих мелилитовых нефелинитов, от которых они отличаются существенно более высокими концентрациями щелочей, редких и рассеянных элементов. Эти включения мы рассматриваем как следы инконгруэнтного плавления в ходе реакций нефелина с оливином и клинопироксеном при образовании мелилита. Если это так, то при более масштабном развитии этого процесса, т. е. при генерации мелилититов, вполне веро-

ятно ожидать появление геологически самостоятельных фонолитовых тел.

Совокупность геологических и петрографических данных приводит нас к выводу о том, что состав первичной магмы, создавшей субвулканическое тело Табат, был оливин-меланефелинитовым с нормативными лейцитом и чистым анортитом.

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность Д.А. Замятину (Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН) за исследования минералов. Аналитические данные получены в Центре коллективного пользования ИГГ УрО РАН “Геоаналитик”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК, Интерпериодика, 363 с.
- Асавин А.М. (2016) Коэффициент распределения в системе расплав–оливин–кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 17 с.
- Асавин А.М., Тюрин Д.А., Сенин В.Г. (2012) Экспериментальная оценка коэффициентов распределения мелилит–расплав TR, Ni, Mn. *Вестн. ОНЗ РАН*, 4, NZ9001. doi: 10.2205/2012NZ_ASEMPG.
- Бернем Л.У. (1983) Значение летучих компонентов. *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 425–467.
- Бородин Л.С. (1981) Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 195 с.
- Бородин Л.С. (1987) Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 262 с.
- Вайнгард У. (1967) Введение в физику кристаллизации металлов. М.: Мир, 161 с.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин В.В. (2017) Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь). *Геология и геофизика*, 6, 817–833.
- Волохов И.М. (1979) Интрателлурические растворы и магматические формации. *Тр. Института геологии и геофизики. Сиб. отделение АН СССР*, 437, 166 с.
- Данилов В.И. (1956) Строение и кристаллизация жидкости. Киев: АН УССР, 219 с.
- Йодер Х.С. (1983) Мелилитсодержащие породы и родственные им лампрофиры. *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 381–399.
- Йодер Х.С., Тилли К.Э. (1965) Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 248 с.
- Когарко Л.Н. (2011) Фракционирование мелилита в процессе дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, близких к кимберлитам. *Вестн. ОНЗ РАН*, 3, NZ6036. doi: 10/2205/2011NZ000166.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. (1981) Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 124 с.
- Николаев В.А. (1965) К вопросу о генезисе гидротермальных растворов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 661 с.
- Панина Л.И., Моторина И.В. (2008) Жидкостная несме-

- симость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов. *Геохимия*, **5**, 487-504.
- Персиков Э.С. (1984) Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 160 с.
- Ферштатер Г.Б., Юдалевич З.А., Хиллер В.В. (2016) Ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона (Негев, Израиль) как индикаторы мантийного метасоматоза и магмообразования. *Литосфера*, **3**, 5-26.
- Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Томиленко А.А. (2018) Перитектические расплавные включения и их петрологическое значение. *XIII Всеросс. конф. по термобарогеохимии*. М., 132-134.
- Юдалевич З.А., Вапник Е.А. (2018) Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль), их взаимодействие с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования. *Литосфера*, **5**, 718-742.
- Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эйяль М. (2014) Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (природоохранная зона Хар ха-Негев, Израиль). *Литосфера*, **3**, 70-92.
- Янин Е.П. (2007) Фтор в окружающей среде (распространенность, поведение, техногенное загрязнение). *Экологическая экспертиза*, **4**, 2-98.
- Baltitude R.J., Green D.H. (1967) Experimental study at high pressure on the olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 325-327.
- Barker D.S., Mitchell R.H., McKay D. (1987) Late Cretaceous nephelinite to phonolite magmatism in the Balcones province, Texas. *GSA Spec. Paper*, **215**, 293-304.
- Berger J., Ennih N., Ligeois J.-P. (2014) Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos*, **210-211**, 69-88.
- Bowen N.L. (1923) The genesis of melilite. *J. Washington Acad. Sci.*, **13**, 1-4.
- Bowen N.L. (1956) The evolution of the igneous rocks. N.Y., Dover Publications, 332 p.
- Brey G. (1978) Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **3**, 61-88.
- Brey G., Green D.H. (1977) Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of olivine melilitite magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, 141-162.
- Cesare B., Ferrero S., Salvioli-Mariani E., Pedron D., Cavallo H. (2009) “Nanogranite” and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, **37**, 627-630.
- Clague D.A., Dalrymple G.B. (1988) Age and petrology of alkalic postshield and rejuvenated-stage lava from Kauai, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 202-218.
- Clague D.A., Frey F.A. (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, **3**, 447-504.
- Clague D.A., Frey F.A., Garsia M.O., Huang S., McWilliams M., Beeson M.H. (2016) Compositional Heterogeneity of the Sugarloaf melilite nephelinite flow, Honolulu volcanics, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **185**, 1251-1277.
- Clague D.A., Garsia M.O., Grey F.A., Grooms D.G. (1986) Petrology of volcanic rocks from Kaula island, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian phonolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 461-471.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979) The Interpretation of igneous rocks. L., George Allen & Unwin, 450 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1962) Rock-forming minerals. Ortho- and ring silicates. Longmans, London, **1**, 371 p.
- Dunworth E.A., Wilson M. (1998) Olivine melilitites of the SW German Tertiary volcanic province: Mineralogy and petrogenesis. *J. Petrol.*, **39**, 1805-1836.
- Eggler D.H. (1974) Effect of CO₂ on the melting of peridotite. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **73**, 215-224.
- Egorov L.S. (1970) Carbonatite and ultrabasic-alkaline rocks of the Maimecha-Kotun region, N. Siberia. *Lithos*, **3**, 341-359.
- Fershtater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Finger L.W. (1972) The uncertainty of the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **71**, 600-603.
- Frost B.R., Lindsley D.H. (1991) Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. Oxide minerals: petrologic and magnetite significance. *Rev. Mineral.*, **25**, 433-462.
- Gee L.L., Sack R.O. (1988) Experimental petrology of melilite nephelinite. *J. Petrol.*, **29**, 1233-1265.
- Guo J., Green T.H. (1990) Experimental study of Ba partitioning between phlogopite and silicate fluid at upper mantle pressure and temperature. *Lithos*, **24**, 83-95.
- Hoernle K., Schminke H.-U. (1993) The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hot spot. *J. Petrol.*, **34**, 599-626.
- Ivanikov V.V., Ruchlov A.S., Bell K. (1998) Magmatic evolution of melilite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *J. Petrol.*, **39**, 2043-2059.
- Janney R.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S. (2002) A chemical and multi-isotope study of the West-Cape olivine melilitites province, South Africa: Implications for the sources of kimberlites and origin of the HIMU signature in Africa. *J. Petrol.*, **43**, 2339-2370.
- Katsura T. (1962) Generalized titanomagnetite in Hawaiian volcanic rocks. *Contrib. no. 62-18 from College of Mineral Industries, Pennsylvania State Univ.*, 223-228.
- Kushiro I. (1975) On the nature of silicate melt and significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. *Amer. J. Sci.*, **275**, 411-431.
- Lattard D., Engelman R., Kontny A., Sauerzapf U. (2006) Curie temperatures of synthetic titanomagnetite in the Fe-Ti-O system: effect of composition, crystal chemistry, and ferromagnetic methods. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **111(B12)**. doi: 10.1029/2006JB004591.
- Laws E., Wilson M. (1997) Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental margin development in the Middle East. *J. Geol. Soc.*, **154**, 459-464.
- Lopes R.P., Ulbrich M.N.C. (2015) Geochemistry of the alkaline volcanic-subvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Brazilian J. Geol.*, **45**, 307-333.
- Lustrino L., Wilson M. (2007) The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev.*, **81**, 1-65.
- Mansker W.L., Ewing R.S., Keil K. (1979) Barian-titanian biotite in nephelinites from Oahu, Hawaii. *Amer. Miner.*, **64**, 156-159.

- Melusso L., Morra V., Brotzu P., Grifa C., Lustrino M., Morbidelli P., Riziky H., Vincent M. (2007) The Cenozoic alkaline magmatism in the central-northern Madagascar: A brief overview. *Periodico di Mineralogia*, **76**, 169-180.
- Mitchell R.H. (1996) Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential. Mineral. Ass. Canada, 312 p.
- Mitchell R.H. (2001) The classification of melilite clan. *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources*. Irkutsk, 120-156.
- Mitchell R.H., Platt R.G. (1984) The Freemans Cove volcanic suite: Field relations, petrochemistry and tectonic setting of nephelinite-basanite volcanism associated with rifting in the Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 428-436.
- Miyashiro A. (1978) Nature of alkalic volcanic series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91-104.
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, **27**, 143-156.
- Onuma K., Yagi K. (1967) The system diopside-akermanite-nepheline. *Amer. Miner.*, **52**, 227-243.
- Pearce M.L., Beisler J.F. (1965) Miscibility gap in the system sodium oxide – silica – sodium silicate at 1200 °C. *J. Amer. Cer. Soc.*, **48**, 40-42.
- Pelleter A.A., Caroff M., Cordier C., Bachèlery P., Nehlig P., Debeuf N., Arnaud N. (2014) Melilite-bearing lavas in Mayotte (France): An insight into the mantle source below the Comores. *Lithos*, **208-209**, 281-297.
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Palacz Z.A. (1992) Phlogopite and the generation of olivine melilitites from Namaqualand, South Africa, and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos*, **28**, 347-365.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of thephrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Solovova I.P., Girnis A.V. (2012) Silicate-carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonatite and K-rich magma: Insights from melt and fluid inclusions. *Miner. Mag.*, **76**(2), 411-439.
- Spenser A.B. (1969) Alkalic igneous rocks of the Balcones province, Texas. *J. Petrol.*, **10**, 272-306.
- Sun S.S., McDonough W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sutherland F.L., Hendry D.F., Barron B.J., Matthews W.L., Hollis J.D. (1996) An unusual Tasmanian Tertiary basalt sequence, near Boat Harbour, northwest Tasmania. *Rec. Aust. Mus.*, **48**, 131-161.
- Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K. (1999) The petrology of melilite-olivine nephelinite from Hamada, Japan. *J. Petrol.*, **40**, 497-509.
- Thompson G.M., Smith I.E.M., Malpas J.G. (2001) Origin of oceanic phonolites by fractionation and the problem of Daly gap: Fractionation from Rarotonga. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 336-346.
- Torres P., Silva L.S., Munha J., Caldeira R., Mata J., Tassinari C. (2010) Petrology and geochemistry of lavas from Sal island: implications for the variability of the Cape Verde magmatism. *Comunicações Geológicas*, **97**, 35-62.
- Ulrich J., Novak J.K., Lloyd F.E., Balogh K., Buda G. (2002) Rock-forming minerals of alkaline volcanic series associated with Cheb-Domazlice Graben, West Bohemia. *Acta Mineral. Petrograph.*, **43**, 1-18.
- Ulrich J., Pives E., Povondra P., Rutšek J. (2000) Upper mantle xenoliths in melilite rocks of the Osečná Complex, North Bohemia. *J. Czech. Geol. Soc.*, **45**, 79-93.
- Vaneckova M., Holub F.V., Soucek J., Bowes D.R. (1993) Geochemistry and petrogenesis of tertiary alkaline volcanic suite of the Labe tectono-volcanic zone, Czech Republic. *Mineral. Petrol.*, **48**, 17-34.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Velde D., Yoder H.S. (1976) The chemical composition of melilite-bearing eruptive rock. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **85**, 574-580.
- Wechsler B.A., Lindsley D.H., Prewitt C.T. (1984) Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites (Fe_{3-x}Ti_xO₄). *Amer. Miner.*, **69**, 754-770.
- Wilkinson J.F.G., Stolz A.J. (1983) Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite nephelinite, at Moiliil, Oahu, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 363-374.
- Willie P.J. (1978) The effect of H₂O and CO₂ of planetary mantles. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 440-442.
- Wilson M., Downes H. (1991) Tertiary-Quaternary extension – related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.*, **4**, 811-849.
- Wittke J.H., Mack L.E. (1993) OIB-like mantle source for continental alkaline rocks of the Balcones province, Texas: trace element and isotope evidence. *J. Geol.*, **3**, 333-344.
- Woolley A.R. (1996) Classification of lamprophyres, lamproites kimberlites, and kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can. Miner.*, **34**, 175-186.
- Yoder H.S., Velde D. (1976) Importance of alkali content of magma yielding melilite-bearing rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **75**, 574-580.

REFERENCES

- Ariskin A.A., Barmina G.S. (2000) Simulation of phase equilibria in crystallization of basalt magmas. Moscow, Nauka, MAIK, Interperiodika Publ., 363 p. (In Russian)
- Asavin A.M. (2016) Distribution ratio in the system melt-olivine-calcium pyroxene and fractionation of rare elements in alkaline melts according to experimental and natural data. Cand. geol. and min. sci. diss. Irkutsk, 17 p. (In Russian)
- Asavin A.M., Tyurin D.A., Senin V.G. (2012) Experimental assessment of TR, Ni, Mn distribution ratios between melilite and melt. *Vestn. ONZ RAN*, **4**, NZ9001. doi: 10.2205/2012NZ_ASEMPG. (In Russian)
- Baltitude R.J., Green D.H. (1967) Experimental study at high pressure on the olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 325-327.
- Barker D.S., Mitchell R.H., McKay D. (1987) Late Cretaceous nephelinite to phonolite magmatism in the Balcones province, Texas. *GSA Spec. Paper*, **215**, 293-304.
- Berger J., Ennih N., Ligeois J.-P. (2014) Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos*, **210-211**, 69-88.
- Borodin L.S. (1981) Geochemistry of the main series of erupted rocks. Moscow, Nedra Publ., 195 p. (In Russian)

- Borodin L.S. (1987) Petrochemistry of magmatic series. Moscow, Nauka Publ., 262 p. (In Russian)
- Bowen N.L. (1923) The genesis of melilite. *J. Washington Acad. Sci.*, **13**, 1-4.
- Bowen N.L. (1956) The evolution of the igneous rocks. N.Y., Dover Publications, 332 p.
- Brey G. (1978) Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **3**, 61-88.
- Brey G., Green D.H. (1977) Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of olivine melilitite magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, 141-162.
- Burnham K.W. (1983) The importance of volatile components. *Evolution of the igneous rocks*. Moscow, Mir Publ., 425-467. (In Russian)
- Cesare B., Ferrero S., Salvioli-Mariani E., Pedron D., Cavallo H. (2009) “Nanogranite” and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, **37**, 627-630.
- Chupin V.P., Kuzmin D.V., Smirnov S.Z., Tomilenko A.A. (2018) Peritectic melt inclusions and their petrological significance. *XIII Vserossiiskaya konferentsiya po termobarogeokhimi*. Moscow, 132-134. (In Russian)
- Clague D.A., Dalrymple G.B. (1988) Age and petrology of alkalic postshield and rejuvenated-stage lava from Kauai, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 202-218.
- Clague D.A., Frey F.A. (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, **3**, 447-504.
- Clague D.A., Frey F.A., Garsia M.O., Huang S., McWilliams M., Beeson M.H. (2016) Compositional Heterogeneity of the Sugarloaf melilite nephelinite flow, Honolulu volcanics, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **185**, 1251-1277.
- Clague D.A., Garsia M.O., Grey F.A., Grooms D.G. (1986) Petrology of volcanic rocks from Kaula island, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian phonolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 461-471.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979) The Interpretation of igneous rocks. L., George Allen & Unwin, 450 p.
- Danilov V.I. (1956) The structure and crystallization of liquid. *Kiev, AN USSR*, 219 p. (In Russian)
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1962) Rock-forming minerals. Ortho- and ring silicates. Longmans, London, **1**, 371 p.
- Dunworth E.A., Wilson M. (1998) Olivine melilitites of the SW German Tertiary volcanic province: Mineralogy and petrogenesis. *J. Petrol.*, **39**, 1805-1836.
- Eggler D.H. (1974) Effect of CO₂ on the melting of peridotite. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **73**, 215-224.
- Egorov L.S. (1970) Carbonatite and ultrabasic-alkaline rocks of the Maimecha-Kotui region, N. Siberia. *Lithos*, **3**, 341-359.
- Fershtater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Fershtater G.B., Yudalevich Z.A., Khiller V.V. (2016) Xenoliths in alkaline basalts of Makhtesh Ramon (Negev, Israel) as indicators of mantle metasomatism and magma genesis. *Litosfera*, **3**, 5-26. (In Russian)
- Finger L.W. (1972) The uncertainty of the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **71**, 600-603.
- Frost B.R., Lindsley D.H. (1991) Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. Oxide minerals: petrologic and magnetite significance. *Rev. Mineral.*, **25**, 433-462.
- Gee L.L., Sack R.O. (1988) Experimental petrology of melilite nephelinite. *J. Petrol.*, **29**, 1233-1265.
- Guo J., Green T.H. (1990) Experimental study of Ba partitioning between phlogopite and silicate fluid at upper mantle pressure and temperature. *Lithos*, **24**, 83-95.
- Hoernle K., Schminke H.-U. (1993) The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hot spot. *J. Petrol.*, **34**, 599-626.
- Ivanikov V.V., Ruchlov A.S., Bell K. (1998) Magmatic evolution of melilite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *J. Petrol.*, **39**, 2043-2059.
- Janney R.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S. (2002) A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitites province, South Africa: Implications for the sources of kimberlites and origin of the HIMU signature in Africa. *J. Petrol.*, **43**, 2339-2370.
- Katsura T. (1962) Generalized titanomagnetite in Hawaiian volcanic rocks. *Contrib. no. 62-18 from College of Mineral Industries, Pennsylvania State Univ.*, 223-228.
- Kogarko L.N. (2011) Fractionation of melilite in the process of differentiation of high-calcium larnite-normative melts similar to kimberlites. *Vestn. ONZ RAN*, **3**, NZ6036. doi: 10/2205/2011NZ000166. (In Russian)
- Kogarko L.N., Kriegman L.D. (1981) Fluorine in silicate melts and magmas. Moscow, Nauka Publ., 124 p. (In Russian)
- Kushiro I. (1975) On the nature of silicate melt and significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. *Amer. J. Sci.*, **275**, 411-431.
- Lattard D., Engelman R., Kontny A., Sauerzapf U. (2006) Curie temperatures of synthetic titanomagnetite in the Fe-Ti-O system: effect of composition, crystal chemistry, and ferromagnetic methods. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **111(B12)**. doi: 10.1029/2006JB004591.
- Laws E., Wilson M. (1997) Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental margin development in the Middle East. *J. Geol. Soc.*, **154**, 459-464.
- Lopes R.P., Ulbrich M.N.C. (2015) Geochemistry of the alkaline volcanic-subvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Brazilian J. Geol.*, **45**, 307-333.
- Lustrino L., Wilson M. (2007) The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev.*, **81**, 1-65.
- Mansker W.L., Ewing R.S., Keil K. (1979) Barian-titanian biotite in nephelinites from Oahu, Hawaii. *Amer. Miner.*, **64**, 156-159.
- Melusso L., Morra V., Brotzu P., Grifa C., Lustrino M., Morbidelli P., Riziky H., Vincent M. (2007) The Cenozoic alkaline magmatism in the central-northern Madagascar: A brief overview. *Periodico di Mineralogia*, **76**, 169-180.
- Mitchell R.H. (1996) Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential. Mineral. Ass. Canada, 312 p.
- Mitchell R.H. (2001) The classification of melilite clan. *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources*. Irkutsk, 120-156.
- Mitchell R.H., Platt R.G. (1984) The Freemans Cove volcanic suite: Field relations, petrochemistry and tectonic

- setting of nephelinite-basanite volcanism associated with rifting in the Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 428-436.
- Miyashiro A. (1978) Nature of alkalic volcanic series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91-104.
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, **27**, 143-156.
- Nikolaev V.A. (1965) To the question of the genesis of hydrothermal solutions. The main problems in the doctrine of magmatic ore deposits. *Moscow, AN SSSR*, 661 p. (In Russian)
- Onuma K., Yagi K. (1967) The system diopside-akermanite-nepheline. *Amer. Mineral.*, **52**, 227-243.
- Panina L.I., Motorina I.V. (2008) Liquid immiscibility of deep magmas and generation of carbonatite melts. *Geokhimiya*, **5**, 487-504. (In Russian)
- Pearce M.L., Beisler J.F. (1965) Miscibility gap in the system sodium oxide – silica – sodium silicate at 1200°C. *J. Amer. Cer. Soc.*, **48**, 40-42.
- Pelleter A.A., Caroff M., Cordier C., Bachelery P., Nehlig P., Debeuf N., Arnaud N. (2014) Melilite-bearing lavas in Mayotte (France): An insight into the mantle source below the Comores. *Lithos*, **208-209**, 281-297.
- Persikov E.S. (1984) Viscosity of magmatic melts. *Moscow, Nauka Publ.*, 160 p. (In Russian)
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Palacz Z.A. (1992) Phlogopite and the generation of olivine melilitites from Namaqualand, South Africa, and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos*, **28**, 347-365.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of thephrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Solovova I.P., Girnis A.V. (2012) Silicate-carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonatite and K-rich magma: Insights from melt and fluid inclusions. *Miner. Mag.*, **76**(2), 411-439.
- Spenser A.B. (1969) Alkalic igneous rocks of the Balcones province, Texas. *J. Petrol.*, **10**, 272-306.
- Sun S.S., McDonough W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sutherland F.L., Hendry D.F., Barron B.J., Matthews W.L., Hollis J.D. (1996) An unusual Tasmanian Tertiary basalt sequence, near Boat Harbour, northwest Tasmania. *Rec. Aust. Mus.*, **48**, 131-161.
- Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K. (1999) The petrology of melilite-olivine nephelinite from Hamada, Japan. *J. Petrol.*, **40**, 497-509.
- Thompson G.M., Smith I.E.M., Malpas J.G. (2001) Origin of oceanic phonolites by fractionation and the problem of Daly gap: Fractionation from Rarotonga. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 336-346.
- Torres P., Silva L.S., Munha J., Caldeira R., Mata J., Tassinari C. (2010) Petrology and geochemistry of lavas from Sal island: implications for the variability of the Cape Verde magmatism. *Comunicações Geológicas*, **97**, 35-62.
- Ulrich J., Novak J.K., Lloyd F.E., Balogh K., Buda G. (2002) Rock-forming minerals of alkaline volcanic series associated with Cheb-Domazlice Graben, West Bohemia. *Acta Mineral. Petrograph.*, **43**, 1-18.
- Ulrich J., Pives E., Povondra P., Rutšek J. (2000) Upper mantle xenoliths in melilite rocks of the Osečná Complex, North Bohemia. *J. Czech. Geol. Soc.*, **45**, 79-93.
- Vaneckova M., Holub F.V., Soucek J., Bowes D.R. (1993) Geochemistry and petrogenesis of tertiary alkaline volcanic suite of the Labe tectono-volcanic zone, Czech Republic. *Mineral. Petrol.*, **48**, 17-34.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Vasilyev Y.R., Gora M.P., Kuzmin V.V. (2017) Petrology of foidite and meimechite volcanism of Maimech-Kotuy Province (Polar Siberia). *Geol. Geofiz.*, **6**, 817-833. (In Russian)
- Velde D., Yoder H.S. (1976) The chemical composition of melilite-bearing eruptive rock. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **85**, 574-580.
- Volokhov I.M. (1979) Intratelluric solutions and magmatic formations. *Tr. In-ta Geologii i Geofiziki. Sibirskoe Otdelenie AN SSSR*, **437**, 166 p. (In Russian)
- Wechsler B.A., Lindsley D.H., Prewitt C.T. (1984) Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites (Fe_{3-x}Ti_xO₄). *Amer. Mineral.*, **69**, 754-770.
- Weingard W. (1967) Introduction into the physics of metal crystallization. *Moscow, Mir Publ.*, 161 p. (In Russian)
- Wilkinson J.F.G., Stolz A.J. (1983) Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite nephelinite, at Moiliil, Oahu, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 363-374.
- Willie P.J. (1978) The effect of H₂O and CO₂ of planetary mantles. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 440-442.
- Wilson M., Downes H. (1991) Tertiary – Quaternary extension – related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.*, **4**, 811-849.
- Wittke J.H., Mack L.E. (1993) OIB-like mantle source for continental alkaline rocks of the Balcones province, Texas: trace element and isotope evidence. *J. Geol.*, **3**, 333-344.
- Woolley A.R. (1996) Classification of lamprophyres, lamproites kimberlites, and kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can. Mineral.*, **34**, 175-186.
- Yanin E.P. (2007) Fluorine in environment (occurrence, behavior, technogenic pollution). *Ekologicheskaya ekspertiza*, **4**, 2-98. (In Russian)
- Yoder H.S. (1983) Melilite-bearing rocks and related lamprophyres. *Evolution of the igneous rocks*. *Moscow, Mir Publ.*, 381-399. (In Russian)
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1965) Origin of basalt magmas. *Moscow, Mir Publ.*, 248 p. (In Russian)
- Yoder H.S., Velde D. (1976) Importance of alkali content of magma yielding melilite-bearing rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **75**, 574-580.
- Yudalevich Z.A., Fershtater G.B., Eyal M. (2014) Magmatism of Makhtesh Ramon: geology, geochemistry, petrogenesis (natural reserve of Har Ha-Negev, Israel). *Litosfera*, **3**, 70-92. (In Russian)
- Yudalevich Z.A., Vapnik Ye.A. (2018) Xenocrysts and megacrysts of alkali olivine-basalt-basanite-nephelinite association, Makhtesh Ramon, Israel: Interaction with transporting magmas and morphological adjustment. *Litosfera*, **5**, 718-742. (In Russian)